


1837
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE





Elemente

der

Gesteinslehre

von

H. Rosenbusch.

Mit 96 Figuren und 2 Tafeln.

Zweite Auflage.



Stuttgart.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1901.

Vorwort.

Dieses Buch giebt den wesentlichen Inhalt meiner Vorlesungen über Gesteinslehre, so wie sie sich in fast dreissigjähriger Lehrthätigkeit nach und nach entwickelt haben. Was bisher in engem Kreise nicht ohne Erfolg mitgetheilt wurde, möge nun auch im weiteren sich Lernenden und Lehrenden dienlich erweisen.

Herrn Prof. N. V. Ussing in Kopenhagen bin ich zu grossem Danke für die seltene Liebenswürdigkeit verpflichtet, mit welcher er mir die Benützung der folgenden bisher unveröffentlichten Analysen erlaubte, deren drei erste von ihm selbst, deren zwei letzte von Herrn C. Detlefsen ausgeführt wurden:

- Trachytoider, eudialytreicher Lujaurit von Kangerdluarsuk. No. 14, S. 126. [2. Aufl. S. 129.]
- Feinkörniger, ägirinreicher Lujaurit von Kangerdluarsuk. No. 15, S. 126. [2. Aufl. S. 129.]
- Feldspathreicher Sodalithsyenit mit Eudialyt von Kangerdluarsuk. No. 16, S. 126. [2. Aufl. S. 129.]
- Arfvedsonitreiche Schlieren in Elaeolithsyenit von Kangerdluarsuk. No. 2, S. 133. [2. Aufl. S. 136.]
- Arfvedsonitleucittinguait von Kangerdluarsuk. No. 20, S. 215. [2. Aufl. No. 22, S. 223.]

Der freundlichen Unterstützung von Herrn Prof. Dr. Paul Jannasch in Heidelberg verdanke ich die Analysen des

- Allalinitschiefer von Allalin, Wallis. No. 7, S. 162. [2. Aufl. S. 167.]
- Nephelintinguait, km 37 der Sta. Cruz-Bahn, Rio de Janeiro. No. 12, S. 214. [2. Aufl. No. 14, S. 223.]
- Nephelintinguait von Alnö. No. 13, S. 214. [2. Aufl. No. 15, S. 223.]
- Camptonit, Oxford, N. J., U. S. A., No. 3, S. 235. [2. Aufl. S. 244.]
- Pyroxenquarzporphyr, Hengstberg bei Grimma. No. 16, S. 269. [2. Aufl. No. 18, S. 281.]

Herr Prof. J. F. Mc Gregory in Hamilton, N. Y., ermöglichte mir liebenswürdigst die Mittheilung der Analyse des Riebeckits aus Alkaligranit vom Cape Ann., Mass. No. 11, S. 73. [2. Aufl. No. 12, S. 74.]

Herr Dr. L. van Werveke führte vor vielen Jahren als mein Assistent in Strassburg die Analyse des Augits aus Eukrit von Store Bekkafjord, No. 7, S. 148 [2. Aufl. S. 152] aus und die Direction der geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen gestattete gütigst die Benützung der gleichfalls von Herrn Dr. L. van Werveke ausgeführten Analyse des Quarzglimmerfelsophyrits von Schirmeck. No. 11, S. 286. [2. Aufl. No. 12, S. 299.]

Die Analysen der Augite aus dem Nephelinbasalt des Katzenbuckels, No. 1 u. 2, S. 354 [2. Aufl. S. 369], wurden ebenso wie die des Aegirinaugits, S. 217 [2. Aufl. S. 225], einer unveröffentlichten Preisarbeit von Herrn Dr. G. Lattermann entnommen.

Von Herrn Dr. Max Dittrich in Heidelberg wurden auf meine Veranlassung folgende Analysen ausgeführt:

Glimmersyenit von Frohnau. No. 1, S. 106. [2. Aufl. S. 208.]
Glimmersyenit vom Farrenkopf bei Haslach. No. 2, S. 106. [2. Aufl. S. 208.]
Essexit von Salem Neck, Mass. No. 1, S. 172. [2. Aufl. S. 177.]
Essexit von Cabo Frio, Rio de Janeiro, No. 2, S. 172. [2. Aufl. S. 177.]
Alkalisyenitporphyr von Conny Island, Salem Harbour, Mass. No. 3, S. 199. [2. Aufl. No. 3, S. 205.]
Comendit von Comende, San Pietro, Sardinien. No. 1, S. 257. [2. Aufl. S. 268.]
Pelitgneiss vom Bahnhof Waldkirch, Schwarzwald. No. 4. S. 470. [2. Aufl. S. 487.]
Ortho-Alkaligneiss von Cevadaes, Alemtejo, Portugal. No. 4. S. 484. [2. Aufl. S. 501.]

Sämmtliche Illustrationen dieses Buchs, mit Ausnahme der Fig. 1, die ich der Freundlichkeit des Herrn Dr. H. Thürach in Heidelberg verdanke, und der einfachen Skizzen Fig. 3, 4, 60 und 63, wurden von der künstlerischen Hand von Frau Prof. Sauer in Heidelberg angefertigt.

Bei der Berechnung der Tabellen auf S. 186 und 187 unterstützte mich Herr Dr. W. Salomon in reichem Maasse, und die Herstellung der Farbentafel zu denselben übernahm freundlichst Herr Dr. F. Schalch hier.

Für alle freundliche Hülfe herzlichen Dank.

Heidelberg, im Mai 1898.

H. Rosenbusch.

Vorwort zur zweiten Auflage.

Diese Auflage enthält Nachträge über die Ergebnisse petrographischer Forschungen bis zur Zeit des Druckes. Für Hinweise auf bessernde Änderungen bin ich Herrn MAX BAUER in Marburg zu Dank verpflichtet.

Von unveröffentlichten Analysen verdanke ich:

Analyse 17, S. 214 Nephelinaplit von Cabo Frio Herrn FRED. EUG. WRIGHT.

Analyse 1, S. 235 Minette aus dem Wehrathal Herrn O. H. ERDMANNSDÖRFFER.

Analyse 6, S. 319 Augit aus Dolerit von Uifak und

Analyse 5, S. 513 Heller Glimmerschiefer mit Glaukophansäulen von Syra Herrn Dr. TH. NICOLAU.

Analyse 1 und 2, S. 539 Glaukophanschiefer von Syra Herrn Dr. H. S. WASHINGTON in Locust, N. J.

Auch für diese freundliche Hülfe herzlichen Dank.

Heidelberg, im October 1900.

H. Rosenbusch.



Inhalts-Uebersicht.

Kein Phänomen erklärt sich an und aus sich selbst; nur viele zusammen überschaut, methodisch geordnet, geben zuletzt etwas was für Theorie gelten könnte. GOETHE.

Einleitendes.

Gestein. — Gesteinslehre. — Methoden der Gesteinsforschung.

§ 1. Gesteine nennt man die geologisch selbständigen Theile von mehr oder weniger constanter chemischer und mineralischer Zusammensetzung, aus denen sich die feste Rinde unserer Erde aufbaut.

Damit wir einem Theile der festen Erdrinde das Attribut der geologischen Selbständigkeit beilegen, muss er gleichzeitig den folgenden drei Bedingungen genügen:

1) er muss in seiner Abgrenzung von den umgebenden Massen deutlich erkennen lassen, dass er seine Entstehung einem eigenen und gesonderten geologischen Vorgang verdankt;
2) er muss stofflich nicht unmittelbar von den umgebenden Massen ableitbar sein;
3) die Natur der ihn aufbauenden Substanzen (mineralische Zusammensetzung), die Art ihrer Verbindung untereinander (Structur) und der von ihm eingenommene Raum (geologische Erscheinungsform) müssen in ursächlicher Beziehung zu dem geologischen Vorgang stehen, dem er seine Entstehung verdankt.

Aus der Definition des Gesteins erhellt, dass alle Gesteine Mineralaggregate sind, homogene oder heterogene; aber nicht jedes Mineralaggregat ist ein Gestein. Dasselbe wird erst dadurch ein Gestein, dass es die angegebenen Bedingungen erfüllt. — Die Grösse eines Mineralaggregats ist in keinem Falle ein für das Vorhandensein oder Fehlen des Gesteinscharakters entscheidendes Merkmal. Ein kaum centimetermächtiger Lamprophyrgang ist ein Gestein; die zufällige Ausfüllung einer Kluft, bestehe sie aus Calcit, Sand, losen oder verkitteten Blöcken oder anderem Material, wird nie ein Gestein und wäre sie noch so mächtig.

Dass man die Erzgänge nicht zu den Gesteinen rechnet, obschon sie in manchen Fällen wohl der gegebenen Definition entsprechen würden, ist historisch zu erklären.

Der gewöhnliche Sprachgebrauch verlangt von dem Gestein Festigkeit; geologisch werden auch lose Massen Gesteine genannt, wenn sie den angegebenen Bedingungen genügen.

Die Bedingung einer gewissen stofflichen Unabhängigkeit für den Gesteinsbegriff soll die Contactbildungen (Knotenschiefer, Hornfelse, Spilosite, Adinole u. s. w.) ausschliessen. — Die gegebene Definition des Gesteinsbegriffs bezieht sich auf das unveränderte oder doch unverändert gedachte Gestein. Wenn ein Serpentinlager in Opal umgewandelt wurde, so ist damit der Opal doch kein Lagerstein. Ebensowenig ist der kalkhaltige oder kalkfreie, eisenschüssige Thon, welcher durch Verwitterung an die Stelle eines Minettegangs tritt, ein Gestein. In beiden Fällen entsprechen diese Massen nicht der dritten der oben gestellten Bedingungen.

Die Bezeichnungen Gestein, Felsart, Gebirgsart sind Synonyma.

§ 2. Die Gesteinslehre (Petrographie, Lithologie) stellt sich die Aufgabe, den chemischen und mineralischen Bestand, die Structur oder das Gefüge, sowie die geologische Erscheinungsform der Gesteine zu erforschen und hieraus Aufklärung zu gewinnen über die Natur der geologischen Vorgänge, durch die sie entstanden, und über die Gesetze, unter denen sich diese Vorgänge vollzogen.

Geologie ist Erdgeschichte. Alle Geschichtsschreibung setzt die Möglichkeit der Entzifferung der Geschichtsdenkmäler oder Urkunden voraus; daher ist Diplomatik oder Urkundenlehre ein Theil der Geschichte. Die Erdgeschichte ist in des Wortes eigentlichster Bedeutung in Lapidarschrift geschrieben. Die Gesteine sind die Urkunden dieser Geschichte, deren Deutung uns die Gesteinslehre bietet. — Auf gleicher Linie mit der Gesteinslehre stehen die Palaeontologie als die Wissenschaft von dem fossilen Inhalt der Gesteinsmassen und die Stratigraphie als die Wissenschaft von ihrer räumlichen Verbreitung und ihrer zeitlichen Folge. — Die Gesteinslehre ist die jüngste der geologischen Disciplinen. Bis in das dritte Jahrzehnt dieses Jahrhunderts wurden die Gesteine wesentlich von stratigraphischen Gesichtspunkten aus behandelt; diese Periode wird durch Gesteinsbenennungen, wie Weissstein, Grünstein, Trapp, Grauwacke u. s. w., charakterisirt. Wenn man von den ersten Versuchen der Abtrennung der Gesteine von den Mineralien durch den Schweden CRONSTEDT (1758) absieht, so beginnt mit HAUY (1822), K. C. VON LEONHARD (1823) und AL. BRONGNIART (1827) die Auffassung der Gesteine als reiner Mineralaggregate und damit ihre Systematik unter mehr oder weniger vollständiger Vernachlässigung ihrer geologischen Bedeutung. Die Erkenntniss des Mineralbestandes der Gesteine gedieh durch Einführung des Mikroskops als Forschungsmittel im siebenten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts zu ungeahnter Entwicklung. Dasselbe Instrument enthüllte nach und nach die hohe Bedeutung des Gesteinsgefüges für die Gesteinsgenesis und führte dadurch zur Erkenntniss der geologischen Bedingtheit des Gesteinsbegriffes. Die Bestrebungen, alle Seiten des Gesteinsbegriffes zu causalbedingter Einheit zusammenzufassen, sind neuesten Datums[1].

[1] Der Entwicklungsgang der Gesteinslehre ist danach parallel demjenigen in der Zoologie und Botanik gewesen. Hier schritt man von der blossen Beschreibung vor zu der Erforschung der gesetzmässigen Beziehungen des morphologischen Aufbaus zu den physiologischen Zwecken und ihrer Abhängigkeit von den Lebensbedingungen. In der Gesteinslehre gelangte man

§ 3. Insofern jedes Gestein eine geologische Masseneinheit darstellt, ist die Bestimmung seiner geologischen Form die erste und wichtigste Aufgabe. Sie wird nach den Methoden der Stratigraphie durch Beobachtung der Projection des Gesteinskörpers auf die Erdoberfläche, seiner Abgrenzung und seiner Beziehungen zu den umgebenden Gesteinskörpern, sowie der Anordnung seiner Theile zu einander und zum Ganzen gelöst. Gegebenen Falls schliesst man auf die Erscheinungsform aus dem Mineralbestande und der Structur des Gesteins unter Anwendung der Regeln, welche diesen Zusammenhang beherrschen.

Da alle Gesteine aus mineralischen Substanzen bestehen, so erfolgt die stoffliche Bestimmung der Gesteine nach mineralogischen Methoden, welche allerdings entsprechend den bei vielen Gesteinen herrschenden Verhältnissen (geringe Korngrösse, unvollkommene Formenentwicklung und innige Verwebung der Gemengtheile) oft in zweckdienlicher Weise zu modificiren sind. Solange die ein Gestein bildenden Mineralien hinreichende Ausdehnung besitzen, um sie mit dem blossen Auge oder der Loupe erkennen, in reinen Stückchen herausbrechen, mit einer Messerspitze berühren zu können, werden die gebräuchlichen Methoden der Bestimmung nach Form, Härte, Bruch, Spaltbarkeit, Farbe, Eigenschwere und chemische Reaction ausreichen. Bei der verschiedenen Angreifbarkeit der Mineralien durch die Atmosphärilien wird man oft auf angewitterter Oberfläche Mineralbestandtheile erkennen können, die auf frischen Bruchflächen nicht so sicher zu bestimmen wären.

Obschon man durch längere Übung die durch die Korngrösse gezogenen Grenzen der Beobachtung überraschend weit hinausschieben kann, sind doch sehr viele Gesteine so dicht, dass man die einzelnen Gemengtheile nicht mehr gesondert zu sehen oder gar zu erkennen vermag. Dieser Umstand, sowie die Erfahrung, dass selbst in den grobkörnigsten Gesteinen in weiter Verbreitung Gemengtheile auftreten, die niemals oder doch nur sehr selten mikroskopische Dimensionen überschreiten, zwingt zur Anwendung eigener Modificationen mineralogischer Forschungsmethoden, die man als petrographische Methoden zu bezeichnen pflegt, weil sie zuerst oder vorwiegend von Gesteinsforschern erfunden oder weiter entwickelt wurden.

Die eine von diesen heisst gemeinhin die mikroskopische Methode. Man stellt aus Splittern, die von dem zu unsersuchenden Gestein abgeschlagen oder abgesägt werden, durch Schleifen durchsichtige Blättchen her, welche auf Glas aufgekittet werden und Dünn-

von der Beschreibung des Bestandes und der Structur zur Erkenntniss ihrer Bedingtheit durch die Genesis.

schliffe[1] heissen. In diesen erscheinen die kleinsten Gemengtheile trotz der sehr geringen Dicke der Dünnschliffe (0,05—0,02 mm etwa) z. Th. noch intact, die grösseren in mannigfachen Durchschnitten, aus denen wie aus Projektionen von Körpern auf verschiedene Ebenen, die Körperform abgeleitet werden kann. Die Beobachtung der Dünnschliffe erfolgt unter eigenen, für die besonderen Zwecke der Gesteinslehre eingerichteten, sogenannten petrographischen Mikroskopen. Wie man mit Benutzung des polarisirten Lichtes durch die Phänomene der einfachen und Doppelbrechung des Lichtes in den Durchschnitten, in Verbindung mit deren Gestalt und Spaltungsrichtungen die Mineralien bestimmen kann, lehrt die Mineralogie. Werke, welche diese Verhältnisse mit besonderer Berücksichtigung des Gesteinsstudiums behandeln, sind: H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie der gesteinsbildenden Mineralien. 3. Aufl. Stuttgart 1892, die englische Bearbeitung dieses Buches durch JOSEPH P. IDDINGS, New-York 1888, A. MICHEL-LÉVY et ALFR. LACROIX, Les Minéraux des roches. Paris 1888 u. a.

Das Mikroskop bringt bei diesen Untersuchungen oft auch in den sogenannten Einschlüssen (Gase, Flüssigkeiten wie Wasser, liquide Kohlensäure u. s. w., glasig erstarrte Theile der Gesteinsschmelzflüsse, fremde Mineralkörper) Thatsachen zur Wahrnehmung, welche wichtige Schlüsse auf die Entstehung der Gesteine ermöglichen.

Zur Erzielung grösserer Durchsichtigkeit und zu besserem Schutze werden die Dünnschliffe nicht nur mit einem durchsichtigen Kitt auf ein Glas (Objectträger) aufgekittet, sondern ebenso mit einem dünneren Glase (Deckglas) zugedeckt. Entfernt man dasselbe, so lassen sich die auf optischem Wege gemachten Bestimmungen auch durch geeignete Behandlung der Dünnschliffe mit Reagentien auf chemischem Wege (mikrochemische Methoden) controliren.

Einen andren Weg zur Bestimmung des Mineralbestandes eines Gesteins bieten die Methoden der mechanischen Trennung der Gemengtheile[2]. Hier benutzt man wesentlich das specifische Gewicht, welches bei verschiedenen Mineralien verschieden und bei den einzelnen Mineralarten innerhalb gewisser Grenzen constant ist, um in dem Pulver eines feinkörnigen oder dichten Gesteins unter Benutzung so-

---

[1] Die Herstellung von Dünnschliffen ist heute Gegenstand einer blühenden Technik, welche in Deutschland besonders von den Firmen VOIGT & HOCHGESANG in Göttingen und R. FUESS in Steglitz bei Berlin ausgeübt wird.

[2] Auch über diese und die mikrochemischen Methoden findet man das Erforderliche in den genannten Werken. Die mikrochemischen Methoden sind für sich in eigenen Werken von E. BOŘICKY, H. BEHRENS, K. HAUSHOFER u. a. behandelt.

genannter Scheideflüssigkeiten in geeigneten Gefässen die verschiedenen Substanzen zu trennen und dann die gesonderten Portionen des Pulvers auf chemischem oder optischem Wege zu bestimmen.

Durch Anwendung eines noch heute in Pochwerken theilweise üblichen Verfahrens gelang es CORDIER schon im Jahre 1815, die mineralische Zusammensetzung des Basaltes zu ermitteln. Man wirbelt das Gesteinspulver in einem mit Wasser gefüllten Kasten tüchtig auf und lässt dieses dann über eine geneigte Tafel abfliessen. Die schwereren Mineraltheilchen bleiben früher liegen, die leichteren werden weiter hinabgeführt. Auch eines sogenannten Schlemmtroges oder der batêa der brasilianischen Goldwäscher hat man sich mit Erfolg bedient. Später benützte man die Stosskraft eines Wasserstromes, der einen längeren Glascylinder, in dem sich das Gesteinspulver befindet, aufsteigend durchläuft und dessen Geschwindigkeit man nach Bedürfniss regelt. Diese Verfahren liefern hinreichend genaue Resultate nur dann, wenn die specifischen Gewichte der zu trennenden Substanzen weit auseinander liegen. Die sichersten Resultate auch bei geringen Unterschieden der specifischen Gewichte liefert die Benutzung der sogenannten Scheideflüssigkeiten, d. h. Flüssigkeiten von hohem specifischem Gewichte, deren Eigenschwere man durch Zusatz von Wasser oder andern leichteren Flüssigkeiten innerhalb gewisser Grenzen ändern kann. In einer solchen Flüssigkeit fallen aus einem gemengten Mineralpulver alle diejenigen Theilchen aus, welche schwerer sind als die benutzte Scheideflüssigkeit, während alle Theilchen, welche die Eigenschwere der Flüssigkeit selbst haben, in ihr schweben und alle leichteren Theilchen in ihr aufsteigen. — Die heute in Gebrauch befindlichen Scheideflüssigkeiten sind: eine Kaliumquecksilberjodidlösung (THOULET'sche Lösung) mit dem Dichtigkeitsmaximum 3,1—3,2, eine Cadmiumborotungstatlösung (KLEIN'sche Lösung) mit dem Dichtigkeitsmaximum von etwa 3,33, eine Baryumquecksilberjodidlösung (ROHRBACH'sche Lösung) mit dem Dichtigkeitsmaximum von etwa 3,6 und Methylenjodid mit dem Dichtigkeitsmaximum von etwa 3,33 bei gewöhnlicher Temperatur. Die THOULET'sche und KLEIN'sche Lösung lassen sich mit Wasser verdünnen, unter gewissen Vorsichtsmassregeln auch die ROHRBACH'sche. Methylenjodid muss mit Benzol verdünnt werden. Für die Trennung noch schwererer Pulver bedient man sich schmelzflüssiger Lösungen von Mercuronitrat und eines Doppelsalzes von Thalliumsilbernitrat, deren Schmelzpunkt sehr niedrig ist und die sich im Schmelzfluss mit Wasser verdünnen lassen, nach den Vorschlägen von RETGERS mit Vortheil. — Die vollkommene und quantitative Trennung eines Gesteinspulvers in die verschiedenen Gemengtheile ist auch mit diesen Scheideflüssigkeiten nicht zu erreichen. Aber immerhin kann man vermittelst derselben aus einem Gemenge manche Componenten in hoher, in günstigem Falle in praktisch absoluter Reinheit abscheiden. Man muss hierzu die zu trennenden Pulver vor der Eintragung in die Scheideflüssigkeiten durch Sieben auf thunlichst gleiche Korngrösse bringen, oft auch chemisch behandeln, um verunreinigende Substanzen zu entfernen, welche die Eigenschwere der Pulvertheilchen ändern. So entfernt man oft anhängendes Eisenhydroxyd, Carbonate und ähnliches durch Salzsäure, anhängende Glaspartikel durch Flusssäure u. s. w.

Mit Vortheil verwendet man ferner zur Trennung der Mineralgemengtheile eines Gesteinspulvers einen Magnetstab oder einen

Elektromagneten. Durch den letzten kann man nicht nur die gemeinhin magnetisch genannten Mineralien von den unmagnetischen trennen; es werden vielmehr alle eisenhaltigen Mineralien durch starke Elektromagneten angezogen. Der Grad der Anziehbarkeit scheint jedoch nicht nur von dem absoluten Eisengehalt des Minerals abzuhängen, sondern es dürften auch andere Verhältnisse, wie etwa die Bindung, in welcher das Eisen sich im Mineral findet oder vielleicht die Eigenschwere der übrigen Bestandtheile der eisenhaltigen Mineralien, von Einfluss sein.

Zu den wichtigsten Hilfsmitteln der Gesteinsuntersuchung gehört die quantitative chemische Analyse, deren Methoden hier ebenso als bekannt vorauszusetzen sind, wie diejenigen der Mineralbestimmung. Bei homogenen Gesteinen, wenn es solche giebt, d. h. solchen, welche nur von einem einzigen Mineral gebildet werden, würde die quantitative Analyse dieses unmittelbar ergeben. Bei gemengten Gesteinen, d. h. solchen, an deren Aufbau sich mehrere Mineralien betheiligen, kann die mineralische Zusammensetzung im Allgemeinen nicht unmittelbar aus den Ergebnissen der Analyse herausgelesen werden. Man muss diese berechnen, d. h. unter gewissen Annahmen durch Rechnung und Deduction aus den Zahlen der Analyse die mineralische Zusammensetzung erschliessen.

Die Aufgabe kann hierbei eine zweifache sein. Im einen Falle ist der Mineralbestand des untersuchten Gesteins unbekannt; man will ihn aus der Analyse selbst erst finden und dann auch thunlichst genau quantitativ bestimmen. Im andern Falle ist der Mineralbestand durch vorherige mineralogische Untersuchung der Art nach bekannt und man soll nur die relativen Mengen der einzelnen Componenten finden. Die erste Aufgabe ist in vielen Fällen gar nicht mit genügender Sicherheit, in allen Fällen schwerer zu lösen, als die zweite.

Eine ältere, auch heute noch nicht ganz verlassene und wegen ihrer Verwendung in den Analysensammlungen von JUSTUS ROTH[1] wichtige Methode der Discussion einer Gesteinsanalyse benutzt die sogenannten Sauerstoff-Proportionen und den Sauerstoffquotienten. Sie beruht auf der Verschiedenheit des Sauerstoffgehaltes in Basis und Säure, beziehungsweise in den Monoxyden, Sesquioxyden und der Kieselsäure bei dualistischer Auffassung der Salze. Als Sauerstoffquotienten bezeichnet man das Verhältniss

[1] Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Übersicht und mit kritischen Erläuterungen von JUSTUS ROTH. Berlin 1861. — Beiträge zur Kenntniss der plutonischen Gesteine, gestützt auf die von 1861—1868 veröffentlichten Analysen von JUSTUS ROTH. Berlin 1869; — dasselbe, gestützt auf die von 1869—1873 veröffentlichten Analysen. Berlin 1873; — dasselbe, gestützt auf die von 1873—1879 veröffentlichten Analysen. Berlin 1879; — dasselbe, gestützt auf die von 1879—1883 veröffentlichten Analysen. Berlin 1884.

der Sauerstoffatome sämmtlicher Basen zu denjenigen der Kieselsäure. So wäre z. B. für

Olivin	$= 2MgO\,SiO_2$	das Sauerstoffverhältniss	$= 1 : 1$,	der Sauerstoffquotient	$= 1$
Diopsid	$= CaO\,MgO\,2SiO_2$	„	$= 1 : 2$,	„	$= 0{,}5$
Granat	$= 3RO\,R_2O_3\,3SiO_2$	„	$= 1 : 1 : 2$,	„	$= 1$
Nephelin	$= Na_2O\,Al_2O_3\,2SiO_2$	„	$= 1 : 3 : 4$,	„	$= 1$
Leucit	$= K_2O\,Al_2O_3\,4SiO_2$	„	$= 1 : 3 : 8$,	„	$= 0{,}5$
Orthoklas	$= K_2O\,Al_2O_3\,6SiO_2$	„	$= 1 : 3 : 12$,	„	$= 0{,}33$

Gegeben sei die Analyse eines Gesteins von dem specifischen Gewicht 2,614 unter I.

	I	Ia	Ib
SiO_2 . . .	77,34	41,25	128,90
Al_2O_3 . . .	14,26	6,71	13,98
Fe_2O_3 . . .	0,94	0,28	0,59
MgO . . .	0,08	0,03	0,20
CaO . . .	0,83	0,24	1,48
Na_2O . . .	2,45	0,63	3,95
K_2O . . .	4,82	0,82	5,13
H_2O . . .	0,28	0,25	1,56
	101,00	50,21	155,79

Man berechnet aus den Procenten der einzelnen Bestandtheile nach den Ansätzen:

$$77{,}34 : x = SiO_2 : 2O = 60 : 32$$
$$14{,}26 : x = Al_2O_3 : 3O = 102 : 48 \text{ u. s. w.}$$

den Sauerstoff der Kieselsäure, der Thonerde u. s. w. Die sich ergebenden Zahlen stehen unter Ia. Dann ergiebt sich für das Gesammtgestein das Sauerstoffverhältniss in den Monoxyden $R_2O + RO$, zu demjenigen in den Sesquioxyden R_2O_3 und der Kieselsäure SiO_2 zu

$$R_2O + RO : R_2O_3 : SiO_2 = 1{,}97 : 6{,}99 : 41{,}25$$

und der Sauerstoffquotient

$$\frac{R_2O + RO + R_2O_3}{SiO_2} = \frac{1{,}97 + 6{,}99}{41{,}25} = 0{,}217$$

Ein Vergleich dieses Sauerstoffquotienten mit denjenigen der gesteinsbildenden Mineralien zeigt, dass es unter diesen keines mit so niedrigem Sauerstoffquotienten, also mit so hohem SiO_2-Gehalt giebt. Das Gestein muss also entweder freie Kieselsäure (Quarz), oder einen nicht unter den Mineralien bekannten Gemengtheil (Gesteinsglas, Mikrofelsit) enthalten, dessen SiO_2-Gehalt höher ist, als derjenige der sauersten Feldspäthe. Der letzteren Annahme widerspricht das spec. Gew. = 2,614, welches in diesem Falle niedriger sein müsste; es bleibt also nur die Annahme, dass freier Quarz zugegen sei. — Da das Sauerstoffverhältniss der Monoxyde zu dem der Thonerde 1,97 : 6,71, d. h. kleiner als 1 : 3 ist, so darf man annehmen, dass thonerdefreie Silikate ganz fehlen, da sonst das Verhältniss 1 : 3 im umgekehrten Sinne, als es der Fall ist, getrübt erscheinen müsste. Man wird zu der Annahme berechtigt sein, dass Feldspäthe neben Quarz den Hauptbestandtheil bilden und dass diese wahrscheinlich chemische Veränderungen erfahren haben, denen zufolge mehr Al_2O_3 vorhanden ist, als dem Verhältniss 1 : 3 entspricht. Ist das Gestein frisch, so deutet der Wassergehalt auf ein Glimmermineral neben Feldspath; die sehr geringe Menge MgO und das Fehlen von FeO nöthigen zu der Annahme von Muscovit. Der Fe_2O_3-Gehalt lässt ein Eisenerz

und zwar Eisenglanz in kleiner Menge vermuthen. Das Gestein wird also aus Quarz, herrschendem Alkalifeldspath, wenig Kalk-Natronfeldspath nebst etwas Muscovit und Eisenglanz in vollkrystallinem Gefüge bestehen. Die Analyse giebt die Zusammensetzung eines Aplits aus dem Kirneckthale bei Barr im Unterelsass.

Seit der Einführung des Mikroskops wird man nur selten in die Lage kommen, die mineralische Zusammensetzung eines Gesteins aus der Bauschanalyse erschliessen zu müssen. Die Bauschanalyse dient heute wesentlich zur Controle der mikroskopischen Diagnose und zur Berechnung der relativen Mengen der auf anderem Wege gefundenen Mineralgemengtheile.

Im vorliegenden Falle sei durch mikroskopische Untersuchung festgestellt, dass das analysirte Gestein aus Quarz, orthotomem und klinotomem Feldspath, Muscovit und Eisenglanz nebst sehr wenig Zirkon bestehe, dessen Gegenwart in der Analyse keinen Ausdruck gefunden hat. Es soll die relative Menge dieser Componenten des Gesteins gefunden werden. Theoretisch ist diese Aufgabe unter der Annahme einer constanten und bekannten Constitution der verschiedenen Gemengtheile und einer durchaus fehlerfreien Analyse immer durch ein System von Gleichungen mit mehreren Unbekannten zu lösen. Beide Annahmen dürften in der Wirklichkeit kaum je zutreffen. Daher ist die gestellte Aufgabe immer nur annäherungsweise zu lösen und zwar um so genauer, je genauer die chemische Constitution der Gemengtheile durch Sonderanalysen festgestellt wurde. Wo dieses, wie in dem erwähnten Beispiele, gar nicht geschehen ist, legt man der Berechnung eine ideale Zusammensetzung der Gemengtheile zu Grunde.

Theilt man die Procentzahlen der Analyse I S. 7 durch die Molekulargewichte 60 für SiO_2, 102 für Al_2O_3, 160 für Fe_2O_3 u. s. w., so ergeben sich die dort sub I b angeführten, zu grösserer Uebersichtlichkeit verhundertfachten Zahlen, die sogen. Molekularproportionen. Sie sagen uns, welche relativen Mengen von Molekülen in den gefundenen Procenten vorhanden sind. In der Gesteinseinheit sind demnach 155,79 Moleküle enthalten, von denen 128,90 der Kieselsäure, 13,98 der Thonerde u. s. f. angehören. Nennt man die Menge der Kalifeldspath-Moleküle ($K_2O\ Al_2O_3\ 6SiO_2$) x, die der Natronfeldspath-Moleküle ($Na_2O\ Al_2O_3\ 6SiO_2$) y, die der Kalkfeldspath-Moleküle ($CaO\ Al_2O_3\ 2SiO_2$) z, die des Muscovits $2H_2O\ K_2O\ 3Al_2O_3\ 6SiO_2$ (unter Vernachlässigung des kleinen MgO-Gehaltes) u, die des Eisenglanzes v und die des Quarzes w, so hat man folgendes System von Gleichungen:

$$6x + 6y + 2z + 6u + w = 128{,}90 \text{ (für } SiO_2)$$
$$x + y + z + 3u = 13{,}98 \text{ („ } Al_2O_3)$$
$$z = 1{,}48 \text{ („ } CaO)$$
$$x + u = 5{,}13 \text{ („ } K_2O)$$

$2u = 1,56$ (für H_2O)
$v = 0,59$ („ Fe_2O_3)

und daraus

$x = 4,35$	Moleküle	Kalifeldspath,	entsprechend	23,19 %
$y = 5,81$	„	Natronfeldspath,	„	30,44 „
$z = 1,48$	„	Kalkfeldspath,	„	4,11 „
$u = 0,78$	„	Muscovit,	„	6,21 „
$v = 0,59$	„	Eisenglanz,	„	0,94 „
$w = 60,30$	„	Quarz,	„	36,18 „
				101,07 %

Berechnet man hieraus die procentische Zusammensetzung des Gesteins behufs Vergleichung mit den gefundenen Zahlen, so erhält man

SiO_2	77,35
Al_2O_3	14,27
Fe_2O_3	0,94
CaO	0,83
Na_2O	3,60
K_2O	4,81
H_2O	0,28
	102,08

und erkennt aus der Summe, wie aus den Einzelzahlen, dass entweder die gemachten Annahmen nicht durchaus zutreffend oder die Analyse nicht fehlerfrei oder endlich weder die Annahme noch die Analyse fehlerfrei sind.

In den meisten Fällen wird man lieber, statt sich eines Gleichungssystemes zu bedienen, das folgende versuchende und schematische Verfahren anwenden, bei welchem sich einigermaassen erkennen lässt, wo die Analyse nicht ganz richtig ist. Bei obiger Analyse wird man den Gesammtgehalt an H_2O und MgO der Berechnung des Glimmers zu Grunde legen. Diese Substanzen sind im Glimmer nach einer verbreiteten Annahme in den Formeln $2H_2O, K_2O, 3Al_2O_3, 6SiO_2$ und $2MgO\ SiO_2$ vorhanden. Es verlangen demnach 1,56 Mol. H_2O zur Glimmerbildung 0,78 Mol. K_2O, 2,34 Mol. Al_2O_3 und 4,68 Mol. SiO_2; ebenso die 0,20 Mol. MgO noch 0,10 Mol. SiO_2. Multiplicirt man diese Zahlen mit den Molekulargewichten für K_2O, Al_2O_3, SiO_2, so erhält man wieder die Gewichtsmengen dieser Stoffe, welche im Glimmer gebunden sind und durch ihre Addition die im Gestein vorhandene Menge Glimmer in Molekülen und Procenten. Die erste Horizontalreihe der folgenden Tabelle giebt die Zusammensetzung des Gesteins in Procenten und Molekülen; die zweite enthält dieselben Werthe für den Glimmer; die letzte Vertikalreihe jeweils die Summen. Aus dem Rest des K_2O wird man den Orthoklas ($K_2O\ Al_2O_3\ 6SiO_2$), aus dem Na_2O den Albit ($Na_2O\ Al_2O_3\ 6SiO_2$), aus dem CaO den Anorthit ($CaO\ Al_2O_3\ 2SiO_2$) u. s. w. berechnen. Die nicht bei der Rechnung verbrauchte SiO_2 ist der freie Quarz.

Nach der mikroskopischen Untersuchung enthielt das Gestein nur wenig zwillingsgestreiften Feldspath mit den Eigenschaften des Oligoklases $Ab_2\,An_1$, der Rest des Natronfeldspaths muss im Orthoklas vorhanden sein und das Gestein bestände aus rund 6 % Muscovit, 42 % Orthoklas, 8 % Oligoklas, 1 % Eisenglanz und 43 % Quarz. Danach müsste sein ungefähres specifisches Gewicht sich ergeben aus der Gleichung

$$\frac{6}{2,80}+\frac{42}{2,56}+\frac{8}{2,64}+\frac{1}{4,50}+\frac{43}{2,65}=\frac{100}{g}.$$

Man berechnet g=2,630. Die pyknometrische Bestimmung ergab g=2.613.

A. Delesse bestimmte die relativen Mengen der ein Gestein aufbauenden Gemengtheile nach der Grösse der Areale (f), die diese auf einer Durchschnittsfläche (F) des Gesteins einnehmen. Denkt man sich F parallel der Coordinatenebene x y und unendlich viele parallele Ebenen dieser parallel, so wäre das Integral $\int f\,dz$ das Volumen desjenigen Gemengtheils, der auf den Flächen F das Areal f einnähme. Der Werth f ist eine Funktion von z, wenn z die Höhe des untersuchten Gesteinsstückes ist, und nimmt man ein sehr gleichmässig gemengtes Gestein und unendlich grosse Schnittebenen F an, so wäre f in jedem F gleich gross und fz wäre das Volum des Gemengtheils, welcher das Areal f einnimmt, gewissermaassen ein Cylinder aus der Basis f und der Höhe z. — Da nun z für alle Gemengtheile gleich ist, so ständen die Volumina der verschiedenen Gemengtheile im Verhältniss der Areale, welche sie auf einer möglichst grossen Schnittfläche des Gesteins einehmen. Die Gewichtsverhältnisse ergeben sich dann aus der Glei-

	SiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3		MgO		CaO		Na_2O		K_2O		H_2O		Summe	
	Proc.	Mol.	Proc.	Mol.	Proc.	Mol.	Proc.	Mol.	Proc.	Mol.	Proc.	Mol.	Proc.	Mol.	Proc.	Mol.	Proc.	Mol.
Aplit	77,34	128,90	14,26	13,98	0,94	0,59	0,08	0,20	0,83	1,48	2,45	3,95	4,82	5,13	0,28	1,56	101,00	155,79
Muscovit . . .	2,81	4,68	2,39	2,34	—	—	—	—	—	—	—	—	0,73	0,78	0,28	1,56	6,35	9,66
	0,06	0,10	—	—	—	—	0,08	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Kalifeldspath .	15,66	26,10	4,44	4,35	—	—	—	—	—	—	—	—	4,09	4,35	—	—	24,19	34,80
Natronfeldspath	14,22	23,70	4,03	3,95	—	—	—	—	—	—	2,45	3,95	—	—	—	—	20,70	31,60
Kalkfeldspath .	1,78	2,96	1,51	1,48	—	—	—	—	0,83	1,48	—	—	—	—	—	—	4,12	5,92
Eisenglanz . .	—	—	—	—	0,94	0,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,94	0,59
Quarz	42,81	71,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42,81	71,36
Summen . . .	77,34	128,90	12,37	12,12	0,94	0,59	0,08	0,20	0,83	1,48	2,45	3,95	4,82	5,13	0,28	1,56	99,11	153,93
Differenzen . .	—	—	+1,89	+1,86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—1,89	—1,86

chung $\frac{f_1 d_1}{FD}+\frac{f_2 d_2}{FD}+\frac{f_3 d_3}{FD}+\ldots.=1$, wenn $f_1 . f_2 . f_3$ u. s. w. die Areale auf der Schnittfläche, d_1, d_2, d_3 u. s. w. die specifischen Gewichte der verschiedenen Gemengtheile und D das specifische Gewicht des Gesteins ist.

Die Areale $f_1 . f_2 . f_3$ u. s. w. bestimmte DELESSE dadurch, dass er die Fläche F mit geöltem Papier bedeckte und hierauf verschiedenfarbig die Areale der Grenztheile durchzeichnete, das Papier auf Stanniol klebte, dieses den Grenzen der Areale auf dem Papier folgend zerschnitt und die zu jedem Gemengtheil gehörigen Stanniolstückchen nach Ablösung des Papiers wog. Die gefundenen Gewichte verhalten sich wie die gesuchten Volumina.

A. ROSIWAL (Verhd. k. k. geol. Reichsanstalt 1898. 143. Wien) vereinfachte das Verfahren und machte es auch für dichte Gesteine und mikroskopische Beobachtung anwendbar, indem er an die Stelle der DELESSE'schen Fläche F eine oder mehrere materielle Linien setzt, die auf einer oder mehreren Flächen gerade, gebrochen, krumm irgendwie gezogen werden können, so dass sie möglichst verschiedene Stellen der Flächen berühren und die Gesammtlänge dieser von ROSIWAL Mengenindicatrix genannten Linien wenigstens das Hundertfache der Korngrösse des Gesteins ist. Je länger die Mengenindicatrix und je gleichmässiger das Mineralgemenge im Gestein, um so genauer werden die Resultate. Die Messungen können mit dem Zirkel, dem Maassstabe oder dem Mikroskop ausgeführt werden. Nach derselben Schlusskette wie oben für die Fläche ergiebt sich hier, dass die Summen der den verschiedenen Gemengtheilen zugehörigen Längen auf der Indicatrix im Verhältniss zu der Gesammtlänge der Indicatrix die Volumantheile der Gemengtheile am Gesammtgestein ausdrücken.

Wie das Verfahren bei nicht gleichmässig gemengtem Gesteine zu modificiren sei, ergiebt sich von selbst.

Neben der Bauschanalyse leistet in manchen Fällen auch die sogen. Partialanalyse wichtige Dienste für die Bestimmung des Mineralbestandes eines Gesteins. Ausgehend von der Thatsache, dass die verschiedenen Gesteinsgemengtheile dem Angriff durch chemische Reagentien verschiedenen Widerstand leisten, behandelt man das Gesteinspulver der Reihe nach mit verschiedenen Säuren und analysirt die gelösten und ungelösten Theile einzeln für sich. Da die Angreifbarkeit eines Minerals durch Säuren mit dessen feinerer oder gröberer Zertheilung, sowie mit der Concentration und Temperatur des Angriffsmittels und endlich mit der Dauer der Einwirkung sich merklich ändert, so liefert die Partialanalyse nie eine vollkommene Trennung der Gesteinscomponenten, aber wohl um so sicherere Resultate, je grösser

der Unterschied im Verhalten derselben gegen das angewandte Reagens ist.

Besondere Aufmerksamkeit ist bei der Gesteinsuntersuchung auf die Erforschung der Structur, d. h. die Art und Weise des Verbandes der Gemengtheile zum Gestein zu verwenden, da diese Eigenschaft die weitestgehenden Schlüsse auf die Entstehung und Geschichte eines Gesteins gestattet. Ebenso wie der Mineralbestand oft beträchtlich in einem und demselben Gesteinskörper wechselt, ist auch die Structur in hohem Grade von dem Orte im Gesteinskörper abhängig. Sie ist nicht selten eine ganz andere an der Peripherie als im Innern, an der Oberfläche und an der unteren Grenzfläche der Gesteinsmassen, und kann daher nie vollständig an einem oder wenigen, willkürlich geschlagenen Handstücken, sondern nur durch das Studium im Felde oder an zweckmässig den verschiedenen Theilen eines Gesteinskörpers entnommenen Proben erforscht werden.

Die Bestimmung der Eigenschwere der Gesteine ermöglicht nicht nur eine Controle der Gesteinsberechnungen, sondern giebt oft wichtige Aufschlüsse über die holo-, bezw. hypokrystalline Ausbildung derselben. Schon geringe Mengen amorph erstarrter Reste von Gesteinsmagmen drücken das spec. Gewicht bedeutend herab.

Allgemeines über Gesteinsstoffe.

§ 4. Insofern sich die gesammte feste Rinde unserer Erde, die Lithosphäre, aus Gesteinen aufbaut, betheiligen sich auch alle bekannten Elemente und alle bekannten Mineralien an deren Zusammensetzung. Viele Elemente und Mineralien sind aber in so geringer Menge vorhanden, oder sie treten so unregelmässig in rein localer Ansammlung auf, dass ihr Fehlen den Charakter der Gesteinswelt nicht in bemerkenswerther Weise ändern würde. Eigentlich gesteinsbildend, wenn man die ihrer Menge nach unter 0,1 % in der Gesammtheit der festen Rinde zurückbleibenden Elemente ausser Acht lässt, sind nach abnehmender Quantität geordnet nur O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti, O, H, P, Mn.

F. W. Clarke (The relative abundance of the chemical elements. U. S. geol. Survey. Bull. No. 78. p. 34) stellte eine interessante Berechnung über die quantitative chemische Zusammensetzung der festen Erdrinde und ihrer Luft- und Wasserhülle an. Giebt man der festen Erdrinde unter Meeresspiegel schätzungsweise eine Dicke von 100 engl. Miles = 161 km rund, so beträgt das Volumen der Erdrinde einschliesslich der mittleren Erhebung der Continente 1935000000 engl. Cubikmeilen = 8075300000 km^3. Davon sind 6815000000 km^3 fest, der Ocean beträgt 1260330000 km^3. Die Atmosphäre entspricht 5291700 km^3 Wasser als der Dichte-Einheit. Hat Meereswasser die Dichte 1,03, die Erdrinde nicht weniger als 2,5 und nicht mehr als 2,7 specifisches Gewicht, so ist die Zusammensetzung der bekannten Erdrinde in Procenten.

	bei 2,5 spec. Gew. der Kruste	bei 2,7 spec. Gew. der Kruste
Atmosphäre . . .	0,03	0,03
Ocean	7,08	6,58
feste Rinde . . .	92,89	93,39

also rund 93% feste Rinde und 7% Ocean.

Nach DITTMAR's Angaben in den Berichten der Challenger Expedition ist der Maximalsalzgehalt im Ocean 37,37 g im Kilogramm Wasser; dieser wurde der Berechnung zu Grunde gelegt, um den Ausfall der festen Salzlager in der Erdrinde möglichst zu compensiren. Die Zusammensetzung der Salze im Ocean ist:

$NaCl$	77,76
$MgCl_2$	10,88
$MgSO_4$	4,74
$CaSO_4$	3,60
K_2SO_4	2,46
$MgBr_2$	0,22
$CaCO_3$	0,34
	100,00

und danach die des Oceans

O	85,79
H	10,67
Cl	2,07
Na	1,14
Mg	0,14
Ca	0,05
K	0,04
S	0,09
Br	0,008
C	0,002
	100,00

Für die Zusammensetzung der festen Erdrinne geht CLARKE von den krystallinen Gesteinen aus, da diese ja durch mechanische Zertrümmerung einerseits, durch chemische Auslaugung von Salzen und Aufnahme von Wasser und Kohlensäure andererseits alle Sedimente liefern. Er fand

	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO_2	61,89	61,89	60,49	60,66	60,50	59,80	56,75	58,59
Al_2O_3	15,71	15,73	16,08	15,46	14,36	14,65	14,90	15,04
Fe_2O_3	1,81	3,18	2,47	2,74	3,35	4,99	4,58	3,94
FeO	3,65	2,40	2,86	2,27	4,31	2,92	3,71	3,48
CaO	4,51	4,58	6,15	4,71	3,52	5,19	5,79	5,29
MgO	2,40	3,08	4,31	3,35	5,00	3,45	5,22	4,49
K_2O	3,54	2,70	1,80	3,97	2,52	3,06	2,90	2,90
Na_2O	3,28	3,70	3,31	3,54	2,49	2,98	3,24	3,20
H_2O	1,69	1,59	1,12	0,97	2,58	2,09	2,12	1,96
	98,48	98,85	98,59	97,67	98,58	99,13	99,21	98,89

A. Mittel aus 82 Analysen vulkanischer Gesteine aus dem westlichen Nordamerika, 40. Parallel.

B. „ „ 64 „ vulkanischer Gesteine des Yellowstone Parks.

C. „ „ 39 „ vulkanischer Gesteine aus Californien.

D. Mittel aus 54 Analysen verschiedener Eruptivgesteine aus dem westlichen Nordamerika.
E. „ „ 80 „ von krystallinen Gesteinen des Grundgebirges der verschiedensten Theile von Nordamerika.
F. „ „ 75 „ europäischer krystalliner und vulkanischer Gesteine aus fünf willkürlich gewählten Bänden des Neuen Jahrbuchs f. Min., Geol. u. Palaeont.
G. „ „ 486 „ verschiedener krystalliner Gesteine, die der ROTH-schen Analysen-Sammlung für den Zeitraum 1879 bis 1883 entnommen wurden.
H. „ „ allen vorhergehenden 880 Analysen.

Hieraus wurde die Zusammensetzung nach Elementen berechnet, wie folgt:

	A'	B'	C'	D'	E'	F'	G'	H'
Si	28,88	28,88	28,23	28,31	28,23	27,91	26,50	27,34
Al	8,31	8,32	8,51	8,18	7,57	7,75	7,89	7,96
Fe	4,11	4,09	3,96	3,68	5,71	5,77	6,09	5,47
Ca	3,22	3,27	4,39	3,87	2,51	3,71	4,13	3,78
Mg	1,44	1,85	2,58	2,01	3,00	2,07	3,13	2,69
K	2,94	2,24	1,49	3,29	2,09	2,54	2,41	2,41
Na	2,43	2,74	2,46	2,63	1,85	2,21	2,56	2,37
H.	0,19	0,18	0,12	0,11	0,28	0,23	0,24	0,22
O.	46,96	47,28	46,85	46,09	47,28	46,94	46,26	46,65
	98,48	98,85	98,59	97,67	98,52	99,13	99,21	98,89 [1]

Für die selteneren und in nur geringen Mengen vorhandenen Bestandtheile ergab sich:

TiO_2	0,55
P_2O_5	0,22
MnO	0,10
CO_2	0,37
S	0,034
Cr_2O_3	0,021
BaO	0,033
SrO	0,009
Cl	0,012
Li_2O	0,011
	1,360

[1]) Das Mittel aus 63 Analysen von Eruptivgesteinen aller bekannten Eruptivgesteinsfamilien aus den verschiedensten Gegenden der Erde, die zu anderm Zweck (H. R., Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144) zusammengestellt wurden, ist auf wasserfreie Substanz berechnet in der Zusammensetzung nach Oxyden (a) und nach Elementen (b)

	a		b
SiO_2	58,6	Si	27,4
Al_2O_3	15,3	Al	8,1
Fe_2O_3	3,4	Fe	6,3
FeO	5,0	Ca	3,9
CaO	5,5	Mg	3,4
MgO	5,7	K	2,3
K_2O	2,8	Na	2,4
Na_2O	3,6	O	46,1
	99,9		99,9

worin CO_2 zu hoch ist, da diese Substanz nur in den unfrischen Oberflächengesteinen auftritt, den frischen und tiefergelegenen fehlt. — Die in obigen Rechnungen nicht auftretenden Kalksteine würden nach T. Mellard Reade etwa 1 % der festen Rinde unserer Erde bilden, wonach noch 0,44 % CO_2 den obigen 0,37 % zuzurechnen wären. Man erhält dann für die Kohlensäure ein Maximum von 0,81 %.

Unter Zurechnung der selteneren Bestandtheile zu obigem Mittel H' ergiebt sich bei Vernachlässigung derjenigen Elemente, die nicht mehr in der 2. Decimale ausdrückbar sind, als Zusammensetzung der 93 % festen Rinde unserer Erde (M'), der 7 % Ocean (M''), der 0,03 % Atmosphäre (M''') und des gesammten Erdkörpers, soweit er uns bekannt ist, also ohne das Erdinnere (M):

	M'	M''	M'''	M
O	47,29	85,79	23,00	49,98
Si	27,21	—	—	25,30
Al	7,81	—	—	7,26
Fe	5,46	—	—	5,08
Ca	3,77	0,05	—	3,51
Mg	2,68	0,14	—	2,50
Na	2,36	1,14	—	2,28
K	2,40	0,04	—	2,23
H	0,21	10,67	—	0,94
Ti	0,33	—	—	0,30
C	0,22	0,002	—	0,21
Cl	0,01	2,07	—	0,15
Br	—	0,008		
P	0,10	—	—	0,09
Mn	0,08	—	—	0,07
S	0,03	0,09	—	0,04
Ba	0,03	—	—	0,03
N	—	—	77,00	0,02
Cr	0,01	—	—	0,01
	100,00	100,00	100,00	100,00

Die angeführten Zahlen beweisen, dass trotz der grossen Mannichfaltigkeit der Gesteine die Durchschnittszusammensetzung der Erde allenthalben die gleiche ist und dass gegen das feste Felsgerüst unseres Erdkörpers alle andern Theile sehr zurücktreten. Sie zeigen ferner, dass die Mannichfaltigkeit der Gesteine sehr wahrscheinlich durch Differentiationen im Gesammtstoffe der Erde entstanden ist und dass dieser Differentiations- oder Spaltungsvorgang ein von innen nach aussen vorschreitender sein muss. Die organische Welt, oder die Kohlenstoffwelt, wie man sie auch nennen kann, erscheint nach diesen Zahlen wie ein schattenhafter Traum der alten Mutter Erde.

§ 5. Die wichtigsten gesteinsbildenden oder doch in weiter Verbreitung, wenn auch sehr geringer Menge in den Gesteinen vorkommenden Mineralien sind:

1) unter den Elementen die Kohle,
2) unter den Oxyden die Eisenerze (Magnetit, Hämatit, Titaneisen, Brauneisen), die Spinelle (Pleonast, Chromit, Hercynit,

Picotit), der Quarz, Tridymit, Chalcedon, Opal, der Rutil und der Zirkon,

3) unter den Haloiden das Steinsalz und der Flussspath,
4) unter den Sulfiden der Eisenkies und der Magnetkies,
5) unter den Carbonaten der Calcit, der Dolomit, der Eisenspath und der Aragonit,
6) unter den Sulfaten der Gyps und der Anhydrit,
7) unter den Phosphaten der Apatit,
8) unter den Silikaten, der weitaus wichtigsten Mineralclasse für die Gesteinswelt:
   a) die Feldspathfamilie mit den Arten Orthoklas, Sanidin, Mikroklin, Anorthoklas, Albit, Oligoklas, Andesin, Labradorit, Bytownit und Anorthit,
   b) die Leucitgruppe mit den Arten Leucit, Nephelin und Elaeolith, Sodalith, Nosean, Hauyn und Cancrinit,
   c) die Glimmerfamilie mit den Arten Biotit (Meroxen, Lepidomelan und Anomit), Muscovit und Sericit, Paragonit, Lithionglimmer,
   d) die Familie der Pyroxene mit den Arten Bronzit, Hypersthen, Diopsid, Diallag, Augit, Aegirinaugit, Titanaugit, Aegirin und Akmit, Jadeit und Amphibole mit den Arten Anthophyllit, Gedrit, Strahlstein und Nephrit, Hornblende, Arfvedsonit mit seinen Verwandten, Glaukophan, Uralit,
   e) die Skapolithfamilie nebst Melilith und Gehlenit,
   f) die Familie der Chlorite,
   g) die Familie der Sprödglimmer und der Lawsonit,
   h) die Familie des Olivins, Serpentins und Talkes,
   i) die Familie der Epidote (Pistazit, Orthit, Piemontit, Zoisit),
   k) die Familie der Granate (Grossular, Almandin, Melanit, Pyrop, Spessartin, gemeiner Granat, Uwarowit) nebst Cordierit und seinen Derivaten,
   l) die Familie der Turmaline, insbesondere der Schörl,
   m) die Thonerde-Silikate Andalusit, Sillimanit, Disthen, nebst Topas, Staurolith, Sapphirin und Kornerupin (Prismatin),
   n) die Familie der Zeolithe.

Zu diesen Silikaten gesellt sich in den ergussförmigen, seltener in den gangförmigen Eruptivgesteinen öfters noch eine amorphe Substanz von unbeständiger chemischer Zusammensetzung, welche man als Basis oder Gesteinsglas bezeichnet. Sie stellt einen amorph erstarrten Krystallisationsrückstand aus den Gesteinsmagmen dar. — Ebenso tritt in den sauersten, zumal den kalireichen Ergussgesteinen

eine Mikrofelsit genannte Substanz auf, welche in ihren chemischen, morphologischen und physikalischen Eigenschaften noch weiterer Aufklärung bedarf.

9) Unter den Titano- und Zirkono-Silikaten der Titanit, Mosandrit, Rinkit, Laavenit, Rosenbuschit, Hjortdahlit u. a.,
10) unter den Titanaten der Perowskit.

Die relative Bedeutung dieser Mineralien für die Gesteinswelt ist wieder eine sehr verschiedene; die wichtigsten derselben sind durch gesperrten Druck hervorgehoben. — Auf die einfachsten Verhältnisse zurückgeführt sind es die Silikate als Gebilde der Tiefe, die Carbonate als Gebilde der Oberfläche und der Quarz, welche die Erdrinde aufbauen, und ein grosser Theil der Erdgeschichte, soweit dieselbe stoffliche Vorgänge umfasst, beruht auf dem Antagonismus der Kohlensäure und der Kieselsäure.

§ 6. Ihrem Ursprunge nach sind die Mineralgemengtheile zwiefaltig. Meistens sind sie aus rein anorganischen Lösungen, bald wässerigen wie beim Steinsalz und Gyps, bald schmelzflüssigen, wie bei Basalt und Granit, nach chemischen Gesetzen gebildet, oder in fragmentarer Form aus anderen Gesteinen übernommen, wie bei Sandsteinen und Grauwacken. Man nennt die aus ihnen sich aufbauenden Gesteine dann minerogene Gesteine (Stöchiolithe EHRENBERG's). — In andern Fällen wurde die ein Gestein bildende Mineralsubstanz unter Mitwirkung organischer Lebensvorgänge fixirt, wie bei dem Korallenkalk, der Kreide, dem Tripel, der Kohle, dem Torf u. s. w. Dann nennt man die Gesteine zoogene, bezw. phytogene Gesteine (Biolithe EHRENBERG's). — Zoophore und phytophore Gesteine sind minerogene Gesteine, in denen thierische (Sandsteine mit Unionen), bezw. pflanzliche Reste (Kohlenschiefer) enthalten sind.

§ 7. Bei den minerogenen Gesteinen ist der Mineralbestand entweder in dem Gestein selbst aus einer irgendwie gearteten Lösung gebildet worden, die Gemengtheile sind authigen; — oder die Gemengtheile gehörten ursprünglich zum Bestande eines andern Gesteins und wurden durch kürzeren oder längeren Transport zum Aufbau des neuen Gesteins zusammengetragen, die Gemengtheile sind allothigen. Die Gesteine mit authigenem Mineralbestande werden auch wohl krystallinische, die mit allothigenem Bestande klastische genannt.

Solche wesentlich klastische Gesteine, die sich aus dem feinstzerriebenen Detritus anderer Felsarten aufbauen, aber dann neben vorwiegend allothigenem Bestande auch viel authigene Gemengtheile führen, heissen dialytische Gesteine. Ihr authigener Bestand ist z. gr. Th., wie bei Thonschiefer, durch chemische Umbildung klasti-

schen Materials (Sericit oder Kaolin aus Feldspath, Rutil aus Titaneisen u. s. w.) entstanden.

Metamorphe Gesteine sind solche, deren Mineralbestand durch geologische Vorgänge irgendwelcher Art (Gebirgsbildung, Thermalwirkung, Contact mit Eruptivmassen) an Ort und Stelle eine durchgreifende Veränderung erfuhr. Dieses kann mit einer Veränderung der Elementarzusammensetzung verbunden sein oder nicht.

§ 8. Die durch die absolute Grösse der Mineralgemengtheile bedingte Erscheinungsweise eines Gesteins nennt man die *Korngrösse* desselben, und unterscheidet — allerdings nicht streng — grosskörnige, grobkörnige, kleinkörnige und feinkörnige Gesteine, je nachdem die Gemengtheile Dimensionen von mehr als 4 cm, zwischen 1 und 4 cm, zwischen 3 und 10 mm und unter 3 mm besitzen. — Im Gegensatz zu solchen, in ihrer Gesammtheit *phaneromer* zu nennenden Gesteinen bezeichnet man als *kryptomere* oder *dichte* Gesteine diejenigen, deren Gemengtheile nicht mehr mit Auge und Loupe zu erkennen sind. — Man hat auch wohl isomere und anisomere Gesteine unterschieden, je nachdem die Gemengtheile so ziemlich die gleiche oder sehr ungleiche Grösse haben.

§ 9. Wenn ein Gestein sich wesentlich nur aus einer Mineralart aufbaut (Quarzit, Steinsalz), so heisst es ein *einfaches* oder *monogenes*, bei klastischer Natur *monomiktes* Gestein; besteht es aus mehr als einer Mineralart, so ist es ein *gemengtes* oder *polymeres*, bezw. *polymiktes* Gestein, wie der Granit und viele Conglomerate.

§ 10. Die Mineralien, welche ein Gestein zusammensetzen, heissen die *Gemengtheile*, *Componenten* oder auch wohl *Elemente* desselben. Solcher Gemengtheile sind gewöhnlich mehr da, als man in der Definition des Mineralbestandes eines Gesteins angiebt, und die Bedeutung dieser verschiedenen Gemengtheile für das Gestein ist eine sehr verschiedene. Es giebt solche Gemengtheile, welche für das Gestein bestimmend sind, ohne welche das Gestein nicht mehr dasselbe wäre, welche also zum Wesen des Gesteins gehören. Diese heissen *wesentliche* oder *Hauptgemengtheile* und werden allein in der Gesteinsdefinition aufgeführt. So ist der Quarz ein wesentlicher Gemengtheil der Granite, der Nephelin des Phonolithes, denn ohne diese Gemengtheile wäre das erste Gestein ein Syenit, das zweite ein Trachyt.

Neben den wesentlichen Componenten finden sich ziemlich in allen Gesteinen in kleiner Menge andere, die eben, weil sie in vielen verschiedenen Gesteinen auftreten, bei keinem genannt werden und für keines wesentlich sind, wie der Apatit, die Eisenerze, der Zirkon in den nicht zu alkaliarmen Eruptivgesteinen. Man nennt solche Substanzen passend *Nebengemengtheile*.

Alle andern in den Gesteinen vorkommenden Mineralien heissen accessorische oder Übergemengtheile. Auch innerhalb dieser Gruppe unterscheidet man wieder mehrere Abtheilungen. So giebt es Übergemengtheile, welche gelegentlich einen Hauptgemengtheil mehr oder weniger vollständig verdrängen, wie der Turmalin den Glimmer in Graniten, der Hauyn oder Nosean den Nephelin in Tephriten und Phonolithen. Diese heissen vikariirende Übergemengtheile. — Andere Übergemengtheile kehren mit grosser Regelmässigkeit in gewissen Gesteinen wieder, fehlen dagegen andern nahe verwandten Felsarten mehr oder weniger vollständig. Das sind die charakteristischen Übergemengtheile, wie der Titanit in Granititen und Amphibolgraniten gegenüber den eigentlichen Graniten, der Zoisit in gewissen Amphiboliten, der Perowskit im Melilithbasalt, der Melanit in Leucitophyren und nephelinitoiden Phonolithen, der Pyrop in Serpentinen, der Almandin in gewissen Gneissen. — Wo ein und dasselbe Mineral als charakteristischer Übergemengtheil in chemisch verschiedenen Felsarten auftritt, pflegt es in verschiedenen Typen ausgebildet zu sein, wie der Titanit in den Alkalikalkgesteinen mit herrschendem $\frac{2}{3}P\grave{2}$ (123), in den Alkaligesteinen mit herrschendem $P\grave{\infty}$ (011), Granat in den SiO_2-reichen Gneissen als 202 (211), in SiO_2-armen Glimmerschiefern als ∞O (110).

Endlich giebt es Übergemengtheile, die in ihrem Auftreten an keinerlei bestimmte engere Gesteinsgruppen gebunden scheinen, sondern scheinbar regellos und ohne jede stoffliche Beziehung gelegentlich in jedem Gestein vorkommen, wie Flussspath in Granit, Elaeolithsyenit, Gneiss, Bleiglanz in Sandstein, Zinkblende in Kalkstein, Topas in Liparit u. s. w. Sie heissen zufällige. Aber sie sind insofern nicht zufällig, als ihre Anwesenheit auf bestimmte geologische Vorgänge deutet, wie Fussspath und Topas auf pneumatolytische, Bleiglanz und Zinkblende auf thermale Prozesse.

§ 11. Die Art und Weise der Vergesellschaftung der Gesteinselemente in einem Gestein nennt man ihre Association. Da nun bei dem Aufbau eines Gesteins gewisse Gemengtheile sich gegenseitig auszuschliessen scheinen, wie z. B. Quarz und Nephelin, Sodalith und Muscovit, Anorthit und Aegirin, andere dagegen sich sehr oft, ja z. Th. regelmässig zusammenfinden, wie Aegirin und Arfvedsonit, Paragonit und Glaukophan, Ottrelith und Rutil, Disthen und Staurolith, Nephelin und Nosean, so muss es für die Verbindung gewisser Mineralien zu einem Gestein bestimmte Regeln geben. Den Ausdruck dieser Regelmässigkeiten nennt man Associationsgesetze. Nun liegt es offenbar nicht in der Natur der Gemengtheile selbst, sich gegenseitig auszuschliessen oder zu bedingen, sondern der Grund für die Associationsgesetze muss in der Natur der Lösungen, aus denen, sowie der phy-

sikalischen Bedingungen, unter denen die Gesteine entstanden, gesucht werden. Damit steht die Erfahrung insofern in voller Übereinstimmung, als wir verschiedenen Associationsgesetzen in genetisch verschiedenen Gesteinsfamilien begegnen.

Wenn man von den mechanisch zusammengetragenen klastischen Gesteinen, für die es keine gesetzmässige Association geben kann, und den wesentlich monogenen Gesteinen absieht, welche direct oder indirect ihren Mineralbestand der Krystallisation aus wässriger Lösung verdanken, wie Steinsalz, Gyps, so bleiben zwei genetisch verschiedene grosse Gesteinsfamilien übrig: die eruptiven Felsarten und die krystallinen Schiefer. Thatsächlich herrschen in diesen beiden Hauptabtheilungen der Felsarten verschiedene Associationsgesetze.

Die Normen, welche zu verschiedenen Zeiten als Associationsgesetze aufgestellt worden sind, haben gewechselt und werden sich auch in der Zukunft ändern mit zunehmender Ausbreitung und Vertiefung unserer Kenntnisse. Nach den heutigen Erfahrungen dürften die folgenden Sätze Anspruch auf dauernde Gültigkeit haben:

1) Reine Thonerde-Silikate (Andalusit, Sillimanit, Disthen), sowie Staurolith, Chlorite, Muscovit und Pistazit krystallisiren nicht aus normalen schmelzflüssigen Gesteinsmagmen.

2) Leucit, Nephelin, Melilith und die Sodalithmineralien krystallisiren nur aus schmelzflüssigen Gesteinsmassen und aus pneumatolytischen Lösungen.

3) Die gesteinsbildenden Sprödglimmer (Ottrelith, Chloritoid, Masonit) treten nur in geschieferten Gesteinen stark gefalteter Gebirge auf.

Für die Eruptivgesteine allein gelten etwa folgende Sätze:

4) Amphibole und Pyroxene begleiten gern dunklen, nicht hellen Glimmer.

5) Das Dasein oder Fehlen von Quarz ist nicht streng an einen bestimmten Kieselsäuregehalt der Gesteinsmagmen gebunden. Doch scheinen kieselsäurearmere und zugleich alkalireiche Magmen keinen Quarz ausscheiden zu können. Daher fehlt er den Leucit- und Nephelingesteinen, aber nicht denen mit basischen Plagioklasen.

6) Melanit, Zirkono-Silikate und Zirkono-Titanate entstehen nur in alkalireichen Magmen.

7) Zwischen der Acidität der Feldspäthe und dem Kieselsäuregehalt der Gesteine scheint keine strenge Beziehung zu bestehen. Orthoklas kommt in sehr kieselsäurereichen und recht kieselsäurearmen Felsarten vor. Albit krystallisirt aus kieselsäurearmen Magmen nur dann, wenn sie zugleich sehr kalkarm sind.

8) Titansäure scheidet sich aus kieselsäurereichen Magmen vorwiegend als Titanit, aus kieselsäurearmen ebenfalls als Titanit, wenn sie alkalireich und kalkarm, als Perowskit, wenn sie verhältnissmässig alkalireich und kalkreich, als Titaneisen, wenn sie alkaliarm und kalkreich sind, aus.

Man könnte die Zahl solcher Sätze unschwer vermehren; sie werden sich aus den später zu erörternden Gesetzen der Krystallisation gemischter Silikatmagmen von selbst ergeben. Für eine systematische Formulirung der Associationsgesetze scheint die Zeit noch nicht gekommen.

§ 12. Ausser den eigentlichen Gemengtheilen führen die Gesteine oft noch unwesentliche, aber local sehr verbreitete und dann auch charakteristische Mineralmassen, welche man begleitende Bestandmassen zu nennen pflegt. Dieselben sind zu einem grossen Theil nicht gleichzeitig mit dem Gestein selbst entstanden und bilden nirgends einen notwendigen Theil desselben. Nach der Art ihrer Entstehung und der dadurch bedingten Bauweise werden diese begleitenden Bestandmassen in Concretionen und Secretionen unterschieden.

§ 13. Alle echten Concretionen sind dadurch charakterisirt, dass Mineralmassen sich im compacten Gestein zusammenschaarten. Davon haben sie auch ihren Namen. Der Vorgang vollzieht sich so, dass an einem bestimmten Punkte eine in Lösung befindliche Substanz sich ausscheidet und durch fernere Stoffzufuhr ein Weiterwachsen nach aussen in das Gestein hinein stattfindet. Alle Concretionen sind daher vom Centrum hin nach der Peripherie bald bei radialstrahliger, bald bei concentrisch-schaliger Anordnung der Concretionssubstanz gewachsen. Besteht diese aus Krystallen, so sind deren Spitzen nach aussen gekehrt. Die Normalform der Concretion ist die compacte Kugel.

Nach der äusseren Form der Concretionen hat man diese mannigfach systematisch gruppirt und pflegt wohl zu unterscheiden:

1) Krystall-Concretionen. Gute Beispiele liefern die Krystallgruppen von Gyps, Pyrit und Markasit in Thonen, Mergeln und Sanden mancher Formationen, die Barytgruppen aus tertiärem Sande von Kreuznach und Wiesbaden, die sogen. Sandstein-Pseudomorphosen nach Calcit im tertiären Sandstein von Fontainebleau bei Paris, im Buntsandstein des Salzlackenbuckels bei Ziegelhausen unfern Heidelberg u. a. O.

2) Kuglige oder sphäroidische Concretionen. Es sind z. Th. Krystallconcretionen ohne deutliche terminale Flächen der radial oder concentrisch-schalig aggregirten Individuen. Auch hier liefern Gyps, Pyrit, Markasit, Calcit, Phosphorit gute Beispiele, die oft zusammen mit Krystallconcretionen und in diese übergehend auftreten. Die Jaspiskugeln und die sogen. Chailles (nuss- bis kopfgrosse Kugeln von kieseligem Kalkstein) des oberen Jura gehören hierher.

3) Traubige und nierenförmige Concretionen sind aggregirte kuglige Concretionen. Nieren von Roth- und Brauneisenstein und von Psilomelan in Sanden und Thonen liefern Beispiele. Solche Concretionen werden durch Schrumpfung bisweilen hohl oder enthalten einen ebenso entstandenen und von der Schale abgelösten Kern (Klappersteine, Adlersteine).

4) Lenticuläre Concretionen. Die Abweichung von der Kugelform ist manchmal in deutlicher Weise durch fossile Reste (von Sauriern, Fischen, Ammoniten u. s. w.) bedingt, um welche und durch deren Mitwirkung z. Th. der Absatz der Concretionssubstanz sich vollzog (Sphärosiderit in Schieferthon und ähnliches). Die bei der Verwesung des organischen Eiweiss sich bildende Kohlensäure oder Ammoncarbonate und der Schwefelwasserstoff lieferten das Füllungsmittel. — Hierher gehören auch die

Septarien, zerklüftete Mergellinsen in Thon, von verschiedener Grösse. Sie entstanden durch locale Concentration des Calcitgehalts im Gestein und sind dann durch Wasserverlust geschrumpft und senkrecht zur Austrocknungsfläche zerklüftet. Die Klüfte in den Septarien werden von innen nach aussen auffallend schmäler und verlieren sich nach der Oberfläche hin ganz. Nicht selten sitzen auf ihren Wänden Krystalle von Calcit, Dolomit, Hornblende. Bleiganz u. s. w., welche wohl auch die Klüfte ganz ausfüllen.

5) Knollige Concretionen. Die Gestalt ist unregelmässig rundlich, cylindrisch, mit Auswüchsen und Fortsätzen versehen, und oft eigenthümlich grotesk. Die Mannigfaltigkeit spottet der Beschreibung. Lösskindchen oder Lösspuppen, Kalkconcretionen im Löss, die öfters hohl, seltener septarienartig zerklüftet sind; — Feuersteinknollen in der Kreide und Menilith im Klebschiefer; — Marlekor (mår schwed. Alp, Kobolt und lek, plur. lekor Spielzeug) oder Näkkebröd (näkke schwed. Nix, bröd = Brod) aus blauem Glacialthon von Tunaberg u. a. O.: — die Imatrasteine vom Wasserfall des Voxa zwischen Saima- und Ladoga-See in Finland aus sandigem Schieferthon, die Laukasteine aus Mergeln von Blansko und Olomuczan in Mähren. Die Kunkurs aus Vorderindien sind mergelige Concretionen, bei denen der Gehalt an Kalkcarbonat oft merklich von aussen nach innen zunimmt. Alle die letztgenannten Concretionen sind oft auffallend plattig und scheibenförmig und zeigen eine der plattigen Begrenzungsfläche parallele Riefung. Diese, sowie die ebene Scheibenfläche entsprechen der Schichtung des Gesteins, in welchem die Concretion sich bildete. Bisweilen sind zwei oder mehrere solcher scheibenförmiger Concretionen verwachsen (Augensteine, Brillensteine). EHRENBERG nannte diese Gebilde Morpholithe und beschrieb sie von Denderah in Ägypten.

6) Plattenförmige Concretionen. Faserkalk, Fasergyps, Fasersalz und Fasercölestin liefern Beispiele. Statt des Punktes bei den normalen, mehr oder weniger kugelförmigen Concretionen diente hier eine Fläche geringsten Widerstandes (Schichtfuge) als erste Ansatzstelle. Von dieser aus wuchsen die Concretionsmassen bald nur nach einer, bald nach beiden Seiten. Die Fasern sind nicht selten gebogen, geknickt. Aehnlich bilden sich Fasereisplatten in feuchten Sanden.

Man rechnet vielfach zu den Concretionen auch die Anhäufungen der ältesten Ausscheidungen in Eruptivgesteinen, wie die olivinreichen Massen (sogen. Olivinknollen) im Basalt, die glimmer- und hornblendereichen dunkeln Massen in Graniten u. s. w. Von den eigentlichen Concretionen unterscheidet sie jedoch der Umstand, dass sie älter sind als die Gesteinsmasse, in der sie auftreten. — Mit mehr Recht gehören die von LOSSEN als Primärtrümer bezeichneten Gebilde zu den plattenförmigen Concretionen. Es sind grösserkörnige und reinere, gangähnliche Aggregate derselben Mineralien, die das Gestein selbst in mehr oder weniger dichtem Gefüge bilden und welche mit Vorliebe bei einem Act der Umkrystallisation der Gesteinsmasse entstanden, wie die Quarz-Albitschnüre in Phylliten und Sericitschiefern, die Adern von späthigem Kalk in unreinen Kalksteinen, die Quarzadern in Kieselschiefern u. s. w.

§ 14. Alle Secretionen sind von aussen nach innen gewachsen; sie setzen einen Hohlraum im Gestein voraus. Bestehen sie aus prismatischen Krystallen, so convergiren diese und bilden Drusen. Die

Stoffe, aus welchen die Secretionsmassen bestehen, sind sehr häufig aus dem Gestein selbst ausgelaugt, welches die Secretion führt. Daher ihr Name.

Die wichtigsten Formen der Secretionen sind die Mandeln und Geoden. Unter Mandeln versteht man kleinere, unter Geoden grössere, meist rundliche, auch cylindrische, scheibenförmige oder unregelmässig gestaltete, mehr oder weniger bis vollständig mit Mineralmasse erfüllte, ursprünglich hohle Räume in Gesteinen. Diese Hohlräume sind entweder durch das Entweichen von Gasen aus noch im partiellen Schmelzfluss befindlichen Eruptivmassen, oder durch das Auswittern leicht zersetzlicher Gemengtheile entstanden. Die ersten sind echte Blasenräume und als solche im Allgemeinen glattwandig, weshalb die Mineralmassen in denselben sich leicht vom Gestein lösen. — Die letzten sind nicht glattwandig, die Ausfüllungsmasse ist mehr mit dem Gestein verzahnt und löst sich daher nicht so leicht ab.

Das Ausfüllungsmaterial der Mandeln und Geoden wird hauptsächlich durch die verschiedenen Arten der Quarz- und Chalcedonfamilien, der Zeolithgruppe, durch Delessit und verwandte Substanzen und durch Carbonate, zumal Calcit, vertreten. Die Verschiedenheit des Ausfüllungsmaterials ist wohl nur z. kl. Th. durch die chemische Verschiedenheit der Gesteine, in höherem Grade durch die Natur der auslaugenden Agentien bedingt. — Sehr deutlich tritt oft die zeitliche Reihenfolge der verschiedenen Generationen von Mandelmineralien hervor. — Bei zeolithischer Füllung sind die Mandeln selten ganz ausgefüllt; bei Füllung mit Kieselmineralien ist das häufiger, bei calcitischer Füllung sehr häufig. Calcitmandeln lassen sich oft durch den Verlauf der Spaltflächen als einheitliche Individuen erkennen. Polysynthetische Zwillingsbildung nach $-\frac{1}{2}R\,\varkappa(01\bar{1}2)$ in denselben deutet auf Pressungsvorgänge, denen die Mandel im Gestein unterlag. Bei Calcitmandeln findet sich häufiger als bei andern eine dünne Auspolsterung der Mandelwandung mit Delessit-Sphärokrystallen. — Bei den Achatmandeln besteht die Füllung meistens aus einem Wechsel von Quarz- (Quarz und Amethyst) mit verschiedenen Chalcedonmineralien, oder es fehlt wohl auch der Quarz. Das Umgekehrte kommt gleichfalls vor.

Die Anordnung der Füllsubstanz in den Achatmandeln ist meistens eine concentrische in sehr dünnen Lagen. Offenbar verbreitete sich die eintretende Lösung über die Mandelwand und setzte infolge der hierdurch bedingten raschen Verdunstung die gelöste Kieselsäure in Form einer feinen Haut ab. Das wiederholte sich zahllose Male. — Seltener zeigt die Füllmasse eine Anordnung in stalaktitischen Zapfen oder in wagerechten Schichten. Beide Formen deuten auf raschere Zufuhr der Lösung, die dann von der Decke des Mandelraumes abtropfte und sich im extremen Falle auf dem Boden ausbreitete und allmählich verdunstete. Die so entstandenen Zapfen waren ursprünglich unbedingt vertikal, die ebenen Lagen horizontal gerichtet. Jede Abweichung von dieser Stellung deutet auf Bewegungen im Gesteinskörper, die nach vollendeter Mandelbildung eintraten. Auch kommen die verschiedenen Arten der Anordnung in einer und derselben Mandel gelegentlich vor (Fig. 1).

Besonders bei den Achatmandeln erkennt man oft deutlich an dem Verlauf der concentrischen Anwachsstreifen die Öffnung eines Hauptzufuhrstranges, des Infiltrationskanals; die mikroskopische Untersuchung lässt meistens viele solcher Kanäle wahrnehmen. Es kommt vor, dass diese Kanäle sich verstopften und dadurch die Verdunstung in der Mandel unmöglich wurde. Dann entstehen die sogen. Enhydros, d. h. geschlossene und hohle Mandeln, in denen die infiltrirte Flüssigkeit z. Th. erhalten blieb; schon das Alterthum kannte diese Gebilde aus den Bericischen Hügeln in der Lombardei, neuerdings gelangen sie in herrlichen Exemplaren aus Uruguay und dem südlichen Brasilien in die Sammlungen. Der wässerige Inhalt solcher Enhydros erwies sich analytisch als eine sehr verdünnte Lösung von Alkalichlorüren und Calciumsulphat, die in denselben eingeschlossenen Gase als atmosphärische Luft und Wasserdampf.

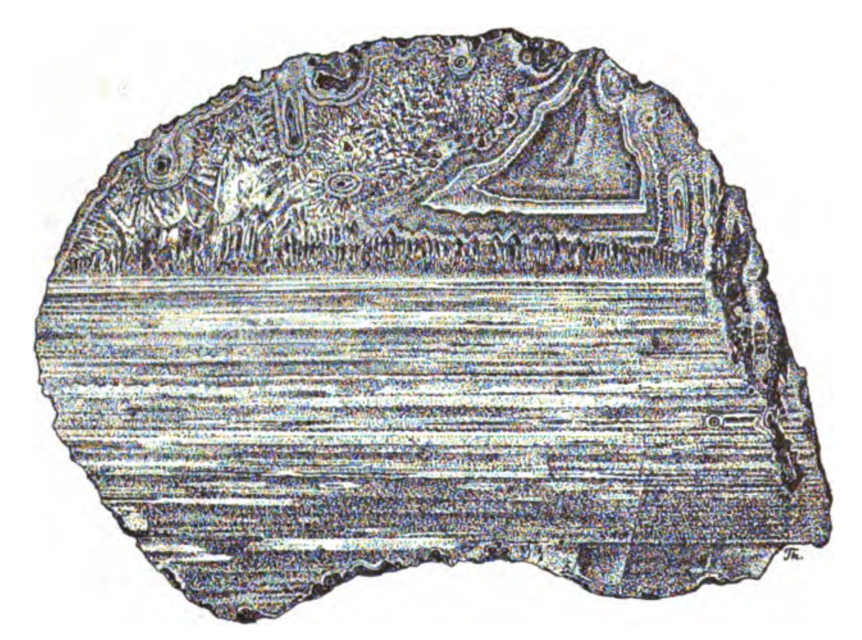


Fig. 1. Achatdruse. Uruguay. $^1/_2$ nat. Grösse.

Mandeln und Geoden treten weit häufiger in kieselsäurearmen, als in kieselsäurereichen Effusivgesteinen auf. Besonders oft findet man sie in Basalten, Melaphyren und Augitporphyriten, die dann Mandelsteine genannt werden. Durch spätere Auswitterung der Mandelfüllung wird nicht selten der ursprüngliche Zustand der leeren Mandelräume wieder hergestellt.

Plattenförmige Secretionen entstehen durch Ausfüllung von Spalten in den Gesteinen. Die Füllsubstanzen schiessen von beiden Wänden her an und richten ihre Spitzen nach der Spalte, nicht nach dem Gestein hin, wie bei den plattenförmigen Concretionen. Im weitesten Sinne gehören auch die Erzgänge zu den plattenförmigen Secretionen; ihr Inhalt ist aber keineswegs immer dem Gestein entnommen, in dem sie aufsetzen.

Zu den begleitenden Bestandmassen in den Gesteinen gehören auch die Fragmente von durchbrochenen Gesteinen, welche man ge-

legentlich in Eruptivgesteinen antrifft. Man nennt sie fremdartige Einschlüsse.

Gesteinsklüftung.

§ 15. Die Beobachtung der Gesteinsmassen in der Natur lässt allenthalben das Vorhandensein von trennenden Flächen in ihnen wahrnehmen. Dieselben sind z. Th. durch Intervalle in dem Gesteinsabsatz oder durch einen Wechsel im abgesetzten Material entstanden und sind somit Fugen (Schichtfugen), wodurch Gesteinstheile zum Gesteinsganzen sich zusammenfügen. Das sind also eigentlich nicht Trennungs-, sondern Verbindungsflächen. Sie finden sich nur bei Schicht- und Schiefergesteinen. Wenn man ganz streng sein wollte, könnte man sagen, dass sie nicht im Gestein, sondern zwischen Gestein und Gestein liegen. Sie gehören ins Gebiet der Stratigraphie.

Alle andern scheidenden Flächen liegen streng im Gestein; sie sind im Gegensatz zu den Fugen Trennungsflächen, Spalten und Klüfte, durch welche ein Gesteinsganzes in Theile zerlegt wird. Ihrer Entstehung nach zerfallen diese Trennungsflächen in zwei Gruppen. Die einen sind durch Schrumpfung des Gesteinskörpers während und nach der Verfestigung entstanden, sei diese durch Temperaturabnahme (Abkühlung bei Eruptivgesteinen) oder durch Wasserverlust (Austrocknen oder Belastung bei Schichtgesteinen) bedingt; — die andern haben ihre Ursache in mechanischen Vorgängen innerhalb der festen Erdrinde, wodurch diese unter mehr oder weniger beträchtlicher Verschiebung der Bruchtheile gegeneinander zerbricht. Die erste Art der Trennungsflächen liefert die Absonderungsformen der Gesteine; die zweite Art bezeichnet man als Verwerfungsflächen.

§ 16. Die Absonderungsformen, welche man zu unterscheiden pflegt, sind die kuglige oder sphäroidische, die plattenförmige, die prismatische und die parallelopipedische.

Bei der kugligen Absonderung wechselt der Durchmesser der Absonderungssphäroide von mikroskopischen Dimensionen, wie bei den Perlitkügelchen der sauren Ergussgesteine bis zu mehr als Meterlänge, wie bei Graniten und Dioriten. Auch zeigen sich darin Unterschiede, dass der Gesteinskörper bald ganz in sich nahe berührende Kugeln zerfällt, bald die Kugeln mehr oder weniger vereinzelt im Gestein liegen. — Die Grösse der Kugeln hängt von den Entfernungen der Schrumpfungscentren von einander ab; diese werden um so näher aneinander liegen, die Sphäroide um so kleiner werden, je rascher die Schrumpfung sich, etwa durch Wärmeabgabe, vollzieht. Daher steht die Grösse der Sphäroide in einem gewissen Verhältniss zur Grösse der Gesteinsmassen und dem Ort der Gesteinsbildung. — Die an zweiter

Stelle erwähnte Verschiedenheit dürfte z. Th. mit der örtlich ungleichen Distanz der Schrumpfungscentren und mit der Korngrösse der schrumpfenden Gesteine zusammenhängen. Wo in grobkörnigen Gesteinen die Schrumpfungscentren nahe aneinander liegen, werden ihre Wirkungssphären übereinander fallen und somit eine Kugelbildung nicht zu Stande kommen. — Es liegt in der Natur der Sache, dass die Schrumpfungssphäroide einen concentrisch-schaligen Bau haben. Derselbe tritt, sowie alle Absonderungsformen überhaupt, oft erst bei eintretender Verwitterung des Gesteins augenscheinlich hervor. — Die kuglige Absonderung kommt mit Vorliebe bei den grossen Eruptivmassen und Gängen, aber auch bei Oberflächenergüssen vor; Granite, Lamprophyre, Basalte liefern gute Beispiele.

§ 17. Die plattige Absonderung kann man nach der Dicke der Platten als blättrig, plattig und bankförmig unterscheiden. Sind die Begrenzungsflächen nicht eben, so heisst die Absonderung krummschalig. Immer liegen die Absonderungsflächen parallel der Abkühlungs- oder Verdunstungsfläche, also horizontal bei Schichten und Decken, vertikal und parallel der Gangwand in Gängen. Diese Absonderung eignet besonders ergussförmigen Eruptivmassen und zu rascher Wasseraufnahme und Abgabe geneigten Schichtgesteinen. Phonolithe und Basalte liefern oft so dünne Platten, dass sie zum Dachdecken benutzt werden können; viele Sandsteine, Kalksteine und Thone „blättern“ ihr zufolge. In Tiefengesteinen ist bisweilen secundär eine plattige Absonderung in der unmittelbaren Nähe der lamprophyrischen Gänge entwickelt.

§ 18. Durch die prismatische Absonderung entstehen Säulen, deren Querschnitt in vollkommen homogenem Gesteinsmaterial und bei gleichmässiger Schrumpfung hexagonal sein müsste. In Wirklichkeit ist die Anzahl der Säulenflächen eine in demselben Gesteinskörper bei den einzelnen Säulen verschiedene und keinesfalls, wie man früher wohl einmal zu glauben geneigt war, eine für jedes Gestein charakteristische. Länge und Durchmesser der Säulen schwanken in sehr weiten Grenzen. Die Säulen sind meistens gerade, nicht selten aber auch gebogen und sehr oft quergegliedert. Die einzelnen Säulenglieder berühren sich dann bald mit ebenen Flächen, bald passen sie das eine mit flach concaver, das andere mit flach convexer Fläche gelenkartig ineinander. — Innerhalb der einzelnen Säulenglieder herrscht oft deutlich concentrisch-schalige, also kuglige Absonderung. — Eine Längsgliederung der Säulen ist selten und erscheint dann wohl als Auflösung einer dickeren Säule nach dem Ende hin in mehrere parallele dünnere. Immer steht die Säule senkrecht zur Schrumpfungsfläche, also vertikal in Decken und Schichten, horizontal in saigeren Gängen,

radial in Kuppen. — Die prismatische Absonderung ist sehr verbreitet bei den verschiedensten Gesteinen. Berühmt geworden durch sie sind die Basalte der Fingalshöhle auf der Hebrideninsel Staffa und der Riesendamm (giants causeway) in der Grafschaft Antrim auf Irland, die Diabase der Pallisaden am Hudson oberhalb New-York. — Durch secundäre Einwirkung hoher Temperatur entwickelte sie sich in manchen Sandsteinen (Büdinger Wald, Kinzigthal in Hessen) und Braunkohlen (Meissner in Hessen) in der Nähe von Basalten, in Thoneisensteinen des nördlichen Böhmens in der Nähe brennender Braunkohlenflötze.

§ 19. Die parallelopipedische oder cubische Absonderung ist fast ausschliesslich auf granitische und structurell nahe verwandte Eruptivgesteine, sowie auf Sandsteine beschränkt. Bei den Graniten entsteht sie durch die Entwicklung zweier zu einander annähernd senkrechter, vertikaler Systeme weit von einander abstehender Absonderungsflächen in Verbindung mit einem dritten System von Absonderungsflächen, welches annähernd mit der Granitgrenzfläche parallel läuft. Diese Grenzfläche ist bald mehr oder weniger horizontal, bald einer Kugelsegmentfläche ähnlich und danach die Form der durch die Absonderung entstehenden Blöcke verschieden. Die cubische Absonderung ist also eine Combination von dickprismatischer mit dickbankiger Absonderung. Nahe verwandt und wohl als eine Combination dickbankiger und kugliger Absonderung zu betrachten ist die ebenfalls bei Tiefengesteinen oft vorkommende Wollsack- und Tonnen-Absonderungsform. — Bei dem Sandstein kommt die sogen. parallelopipedische Absonderung durch die Verbindung prismatischer Absonderung mit Schichtung zu Stande. — Die Gesteine mit parallelopipedischer Absonderung bilden oft sogen. „Felsenmeere“.

Dass die Absonderungsflächen frühestens während, zum allergrössten Theil nach der Gesteinsverfestigung entstehen, ergiebt sich aus den beiden Thatsachen, dass nicht selten Krystalle im Gestein durch die Absonderungsflächen in zwei aneinander passende Theile zerrissen sind und dass die Phänomene der Fluidalstructur in keiner Weise durch die Absonderung beeinflusst werden.

Die Schrumpfung eines in Verfestigung begriffenen Gesteinskörpers (J. P. Iddings, The columnar structure in the igneous rocks of Orange Mountain, N. J. Amer. Journ. 1886. XXXI. 321) geht von der Abkühlungs-, bezw. Austrocknungsfläche aus; diese wird zuerst starr. Als schlechter Wärmeleiter — man kann die entsprechende Erwägung von der Austrocknungsfläche ausgehend vornehmen — bedingt sie eine um so mehr verlangsamte Wärmeabgabe im Innern des Gesteins, je dicker die Kruste wird. Solange das Innere des Gesteinskörpers flüssig ist, wird der Schrumpfung der sich abkühlenden Kruste kein Widerstand entgegengesetzt; dieser Widerstand beginnt und wächst mit abnehmender Flüssigkeit des Innern. Zugleich aber wird die Schrumpfung um so grösser, je langsamer die Wärmeabgabe, also je vollständiger die Krystallisation des Gesteins wird; denn Krystallisation

ist bei Silikaten molekulare Verdichtung. — Nun ist der einer Schrumpfung entgegenstehende Widerstand in einer sich abkühlenden Gesteinsmasse ein Minimum parallel zur Abkühlungsfläche, ein Maximum senkrecht zu ihr. Die Zerreissung vollzieht sich senkrecht zum Widerstandsmaximum, also parallel zur Abkühlungsfläche (plattige Absonderung).

Da der Widerstand gegen die Contraction parallel der Abkühlungsfläche mit fortschreitender Verfestigung rascher wächst, als senkrecht zu ihr, so müssen die Platten nach dem Innern des Gesteinskörpers zu immer dicker werden, die Zerreissungsflächen immer weiter auseinander liegen. Folgerecht

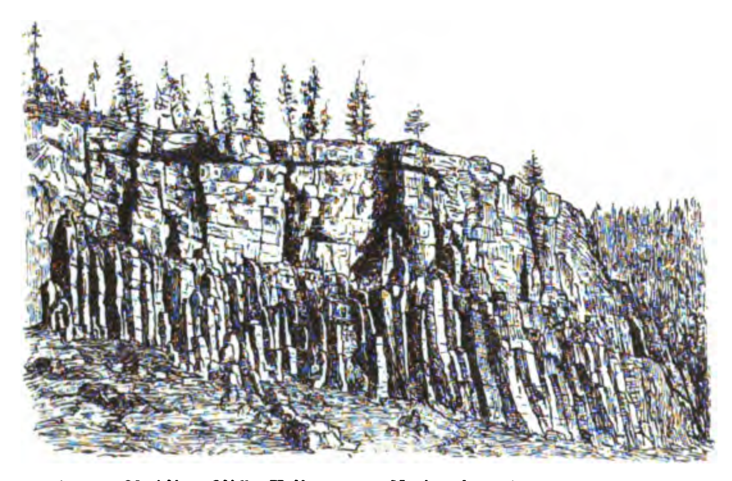


Fig. 2. Obsidian Cliff. Yellowstone National Park. (Nach IDDINGS.)

muss ein Zustand kommen, wo der Schrumpfungswiderstand parallel der Abkühlungsfläche grösser, zu ihr senkrecht kleiner ist; dann müssen die Absonderungsflächen senkrecht zur Abkühlungsfläche orientirt sein (prismatische Absonderung). — Die Säulen werden gegliedert sein, weil die Entwicklung der plattigen Absonderung ja nicht aufhört. Je langsamer die Abkühlung wird, um so dicker werden die Platten, und um so grösser der Durchmesser der Säulen, d. h. die Absonderung wird parallelopipedisch. — Schreitet nun die Abkühlung in jedem Absonderungskörper ferner und immer langsamer nach dem Centrum derselben vor, so wird in diesem sphärische oder kuglige Absonderung zur Ausbildung gelangen. — Danach deutet die plattige Absonderung auf raschere, die prismatische, parallelopipedische und kuglige auf immer langsamere Abkühlung (Fig. 2).

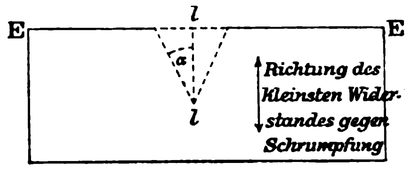


Fig. 3.

Die radiale Stellung der Säulen in Kuppen leitet sich nach dem Gesagten leicht ab, ebenso die Biegung der Säulen durch ungleichmässig rasches Vorschreiten der Abkühlung auf verschiedenen Linien.

Beginnt man mit einer Ebene *EE* (Fig. 3), in welcher der Widerstand gegen die Schrumpfung senkrecht zur Abkühlungsfläche kleiner ist, als parallel zu dieser, so wird in einem gegebenen Augenblick die Schrumpfung in dieser Ebene grösser sein, als in jeder parallelen Ebene, die von der Ab-

kühlungsfläche weiter abliegt und wird stetig mit dieser Entfernung abnehmen. Ein Riss tritt also zuerst in dieser Ebene der Maximalschrumpfung ein und schreitet mit abnehmender Weite nach innen fort. Hat die Schrumpfung in dieser Ebene ihr absolutes Maximum erreicht, so ist der Riss nach innen um eine bestimmte Länge *ll* fortgeschritten. Nimmt man diese Länge als Einheit, so ist das Maximum der Schrumpfung $= 2 \operatorname{tg} a$, wenn man mit a den halben Winkel zwischen den beiden nach innen convergirenden Risswänden bezeichnet. Diese Grösse ist eine Constante für jede Substanz und heisse der Schrumpfungswinkel.

Da die Schrumpfungsdifferenz zwischen zwei successiven, sich rasch abkühlenden Lagen grösser ist, als zwischen zwei weniger rasch sich abkühlenden, so wird der Schrumpfungswinkel a' im ersten Falle grösser sein, als der Schrumpfungswinkel a im zweiten und im ersten Falle werden danach $\frac{\operatorname{tg} a'}{\operatorname{tg} a}$ mal mehr Risse entstehen, als im zweiten.

Wo die Absonderungsflächen nicht als wirkliche Kluftflächen erscheinen, sind sie potentiell als Flächen der geringsten Cohäsion vorhanden und den Steinhauern wohl bekannt, die sie bei ihren Arbeiten benutzen und „Bahn“ in Schlesien, in der Lausitz „Gahre“, in Baveno „filo mastro“ nennen. — Auch die Verwitterungsvorgänge folgen diesen „Bahnen“.

§ 20. Durch die gebirgsbildenden Vorgänge (Hebung, Senkung, Torsion und Faltung) werden die Gesteinskörper vielfach zerrissen und zerbrochen und die Bruchstücke mehr oder weniger weit gegeneinander verschoben. Die so entstandenen Trennungsflächen heissen Verwerfungen oder Sprünge im weitesten Sinne. Ihre Dimensionen wechseln im vertikalen Sinne von kaum wahrnehmbarer Grösse bis zu Hunderten von Metern. Klaffen diese Sprünge mehr oder weniger weit, so sind sie oft mit dem Zertrümmerungsmaterial der verworfenen Gesteinstheilkörper erfüllt. In andern Fällen wird eruptives Gesteinsmaterial in sie eingepresst (Eruptivgänge) oder es haben Mineralabsätze auf denselben stattgefunden (Mineralgänge, Erzgänge). — Wenn die Sprünge sehr schmal sind, so findet man sie oft mit thonig-glimmerigen Substanzen ausgefüllt (Lettenbesteg). — Klafften die Sprünge nicht, sondern bewegten sich die verworfenen Gesteinstheile mit grosser Reibung aneinander hin, so bedeckten sich die Kluftwände oft mit einer mannigfach gearteten Politur, auf welcher eine parallele Riefung im Sinne der gleitenden Bewegung der Gesteinstheile mehr oder weniger deutlich wahrnehmbar ist (Rutschflächen, Spiegel oder Harnische). — Bei sehr hohem Druck vollzog sich auch oft die Zertrümmerung und Verschiebung ohne Lösung der Continuität, vielfach wohl deshalb, weil der feste Zusammenhang sofort oder doch bald durch Mineralneubildungen wiederhergestellt wurde. Solche Verschiebungen mögen Quetschzonen heissen. Sie sind gewissermaassen Narben, die man wie diese an einer plötzlichen Veränderung in der Natur des Gesteinsgewebes, in dem eigenthümlich geradwandigen Ab-

satze der Sprungflächen beim Zerschlagen der Gesteine, an der Knikkung von Spaltflächen der Gesteinsgemengtheile u. s. w. erkennt. — Fanden bei der Gesteinszertrümmerung Gasexhalationen statt, so trifft man in diesen Quetschzonen Mineralien, die in den nicht zertrümmerten Gesteintheilen fehlen und durch Sublimationsvorgänge erklärt werden können.

In Frankreich hat DAUBBÉE eine Classification der Trennungsflächen in den Gesteinen aufgestellt, die z. Th. auf ihre Dimensionen, z. Th. auf ihre Genesis Rücksicht nimmt. Alle Trennungsflächen, ob durch Schrumpfung oder Verwerfung entstanden, werden Lithoklasen genannt und in Leptoklasen, Synklasen, Piezoklasen, Diaklasen und Paraklasen eingetheilt. Die Leptoklasen haben in vertikaler und horizontaler Richtung nur geringe Erstreckung; sie heissen Synklasen, wenn sie Schrumpfungsphänomene, Piezoklasen, wenn sie Druckwirkungen sind. — Unter Diaklasen werden Trennungsflächen verstanden, die sich mit ungefähr ebener Gestalt oft auf mehr als 100 m in vertikaler und horizontaler Richtung verfolgen lassen. Auch die Trennungsflächen mit viel geringeren Dimensionen werden hierher gerechnet, wenn sie wegen der Beständigkeit in ihrem Streichen, des Parallelismus ihrer Richtung mit einer tektonischen Linie auf Druck als die Ursache ihres Daseins hinweisen. — Die Diaklasen unterscheiden sich nur durch ihre geringen Dimensionen von den grossen Verwerfungen, welche Paraklasen genannt werden.

§ 21. Zu den Absonderungsformen rechnen Manche wohl auch die Stylolithe, Tutenkalke und Tutenmergel. Die Stylolithe sind zoll- bis fusslange, wenige linien- bis zolldicke, stenglige, mit Längsriefung versehene Kalkgebilde, welche oben ein Petrefact, oft auch eine Thonkappe tragen. Die Längsriefung entspricht den Umrissen des Petrefacts auf dem Kopf des Stylolithen. Die Stylolithen sind Theile einer noch nicht ganz festen liegenden Kalksteinschicht, welche von unten her in eine noch plastische Schicht hinein gepresst wurden. Seltener hat die Einpressung von oben her aus einer hangenden Kalksteinschicht stattgefunden. — Tutenkalke und Tutenmergel bestehen aus dichtgedrängten, quergerunzelten Kegeln von Kalk und Mergel, die aus mehreren Schalen bestehen. Sie bilden dünne Platten, denen die Kegelgrundflächen parallel sind, während die Kegelspitzen einander zugekehrt und ineinander verschränkt sind. Ihre Erklärung ist bis dahin nicht gelungen.

Gesteinsbildung und Gesteinsclassen.

§ 22. Die Untersuchung der uns zugänglichen Theile der festen Erdkruste lehrt bald einen bedeutsamen Unterschied zwischen den darin auftretenden Gesteinen erkennen. — Die einen stellen sich als angenähert horizontale, planparallel begrenzte, also tafel- oder plattenförmige Massen von weiter horizontaler Ausdehnung bei verhältniss-

mässig geringer Vertikalerstreckung dar. Wir sind sicher im Stande, ihre Grenze nach unten, d. h. nach dem Erdinnern hin zu bestimmen und allenthalben finden wir einen Boden, auf dem sie ruhen, ihr Liegendes. Soweit sie sich horizontal verfolgen lassen, können wir sicher nachweisen, dass — von besonderen Verhältnissen abgesehen — ihre Mächtigkeit nach und nach abnimmt, dass sie dünner werden und endlich sich auskeilen, um in derselben Horizontale andern Gesteinen Platz zu machen. Keines dieser Gesteine ist etwa in einer Kugelschale um die ganze Erde herum zu verfolgen. — Das Material dieser Gesteine ist entweder ein klastisches, der mechanische, wohl auch chemische Detritus präexistirender Felsarten, wie Sand, Gerölle, Brocken, Thon, und zeigt dann deutlich — von seltenen an Ort und Selle verbliebenen Massen abgesehen — die Spuren eines Transportes durch Wasser, Eis oder Wind; oder es besteht aus Substanzen von mehr oder weniger hoher Löslichkeit, die daher auch heute noch in grossen Wassermassen der Erdoberfläche angetroffen werden; oder endlich, das Material ist aus beiderlei Substanzen gemischt. — Die Anordnung dieses Materials im Gestein ist genau entsprechend derjenigen, wie sie ein Transport durch die Stosskraft des Wassers mit allmählig erfolgendem Absatz aus Suspension oder der Windtransport (etwa bei Dünen, auf den Mauern alter Ruinen u. s. w.) erwarten lässt. Diese Anordnung fehlt bisweilen bei den im Wasser leicht löslichen Massen, wie Steinsalz, Gyps, und das erklärt sich z. Th. daraus, dass diese Substanzen nicht aus Suspension niederfielen, sondern aus Lösungen auskrystallisirten, z. Th. dadurch, dass sie einen Act der Umkrystallisation durchgemacht haben.

Alle diese Umstände führen zu dem Schluss, dass diese Gesteine sich unter dem Einfluss der Gravitation aus Wasser oder Luft durch Sedimentation absetzten, oder durch Präcipitation ausschieden. Die zumeist angenähert planparallelen Gesteinskörper, in denen diese Gebirgsarten auftreten, heissen Schichten und diese selbst daher schichtige oder sedimentäre Gesteine oder kurz Sedimente. — Dass der Schluss, welchen wir aus der Form und Begrenzung dieser Gesteinskörper, aus dem Material derselben und seiner Anordnung für ihre Entstehung ziehen, richtig ist, beweist die weite Verbreitung von marinen, brackischen, Süsswasser- und Landorganismen in ihren verschiedenen Abtheilungen.

In vielen Gebieten der Erde sind diese Schichten nicht mehr oder weniger horizontal gelagert, sondern stark geneigt, oft senkrecht gestellt, oft gebogen und gefaltet und demzufolge auch nicht immer planparallel begrenzt. Das ist die Folge von Bewegungen in der Erdkruste, durch welche sie aus ihrer ursprünglichen Lage entfernt wurden.

Sagen wir also, dass die Anordnung des Gesteinsmaterials auch in solchen gestörten Schichten nach den Gesetzen der Sckwerkraft erfolgte, so denken wir sie uns dabei in ungestörter Lagerung.

§ 23. Die zweite Gruppe von Gesteinen bildet nur in gewissen Fällen mehr oder weniger horizontale, planparallel begrenzte, sonst mauerartige, cylindrische, kegelförmige, kugelsegmentähnliche oder ganz unregelmässig begrenzte Massen von äusserst wechselnden Dimensionen. Wir können von einer eigentlichen Unterlage derselben vielfach gar nicht oder doch nur in beschränktem Sinne reden, weil diese Gesteinskörper nicht eigentlich auf andern ruhen, sondern durch diese hindurch abwärts bis in die unzugänglichen Tiefen der Erde fortsetzen, sogen. durchgreifende Lagerung zeigen. — Ihr Material ist nicht klastisch, sondern streng authigen, und gehört nicht zu den Substanzen, die wir in Lösung in den heute vorhandenen Gewässern der Erde in nennenswerther Menge oder überhaupt antreffen. — Die Anordnung dieses Materials deutet nicht auf die Schwerkraft als bedingendes Moment, sondern entspricht vielmehr dem krystalliner Absätze aus gemischten Lösungen solcher Eigenschwere, dass die ausgeschiedenen Substanzen darin schweben konnten und nicht nothwendig sofort zu Boden sinken mussten.

Hier weisen Form und Begrenzung der Gesteinskörper, Stoff und Anordnung desselben auf einen Ursprung in der Tiefe der Erde. Nicht allmähliger Absatz, sondern ein einheitlicher Act der Extrusion muss diese Gesteine geschaffen haben. Wir nennen sie daher eruptive Gesteine, weniger passend vielleicht auch massige Gesteine, wobei das Attribut massig der Gegensatz zu geschichtet sein soll. — Nun zeigen uns die geologischen Vorgänge der Jetzzeit eine Extrusion von Gesteinsmassen nur im Zustande vollständigen oder partiellen Schmelzflusses. Wir vindiciren daher durch Analogieschluss allen Eruptivgesteinen die Verfestigung aus Schmelzfluss und können die Richtigkeit dieser Deduction in zahllosen Fällen durch das Studium ihres Bestandes und Gefüges mit solcher Evidenz erhärten, dass eine Verallgemeinerung unbedenklich ist.

Die Bildung von geschichteten und eruptiven Gesteinen vollzieht sich noch fort und fort unter unseren Augen. Wir können die Schlüsse, welche wir aus der Erforschung des Fertigen ziehen, durch die Beobachtung des Werdenden und in vielen Fällen auch durch das Experiment prüfen. Solange die Gesteinslehre sich mit diesen beiden Hauptclassen der Felsarten beschäftigt, bewegt sie sich auf durchaus sicherem Boden und bedarf der Speculation mehr zur Verknüpfung, als zur Erklärung der Thatsachen.

§ 24. Die Gesteinslehre kennt eine dritte Classe von Felsarten, welche in der Form ihres geologischen Auftretens manches Gemein-

same mit den geschichteten, in ihrem Bestande mit den eruptiven Gesteinen haben, und in anderer Beziehung, z. B. in der Art der Anordnung des Stoffes, in der continuirlichen Verbreitung gewisser Glieder dieser Classe um die ganze Erde von beiden durchaus abweichen. Sie heissen krystalline Schiefer. Über die Art der Herausbildung ihres jetzigen Zustandes können wir zur Zeit nur sichere negative Angaben machen, indem wir constatiren, dass dieser Zustand nicht durch dieselben Kräfte geschaffen wurde, die die geschichteten und die eruptiven Gesteine schufen. Da wir nun keine andere Art der Gesteinsbildung, als die Sedimentation und die Krystallisation aus wässriger oder schmelzflüssiger Lösung kennen, so werden wir zu dem Schlusse geführt, dass der heutige Zustand der krystallinen Schiefer nicht ihr ursprünglicher war. In diesem Sinne nennen wir sie auch metamorphe Schiefer. Auf welchem Wege die Umwandlung aus dem ursprünglichen in den heutigen Zustand bei diesen Gesteinen sich vollzog, hat man bisher nicht experimentell beweisen, noch durch directe Beobachtung feststellen können. Er lässt sich nur durch Deutung gewisser Thatsachen im Bestande dieser Gesteine und in ihrem Gefüge erschliessen. Die Ansichten hierüber sind daher getheilt und man bewegt sich bei der Erklärung dieser Felsarten z. Th. auf hypothetischem Boden.

Genetisch muss es eine vierte Gesteinsclasse geben, obgleich wir sie mit voller Sicherheit nicht kennen: die erste Erstarrungskruste der Erde. Man hat guten Grund zu der Annahme, dass dieselbe den Habitus der krystallinen Schiefer besitzt.

§ 25. Die drei Hauptclassen der Gesteine, die geschichteten, die eruptiven und die krystallinen Schiefer sind in ihren Eigenschaften, in ihrer geologischen Erscheinungsform, ihrem Bestande und Gefüge, und besonders in ihrer Entstehung und in den Gesetzen ihrer Bildung wesentlich verschieden.. Es ist daher rathsam, sie getrennt von einander zu behandeln. Da nun der Stoff für alle Schichtgesteine in letzter Instanz von der Erstarrungskruste der Erde und den eruptiven Felsarten sich ableiten muss, so werden bei der unsicheren Kenntniss, die wir von der ersten starren Hülle unseres Planeten haben, die Eruptivgesteine zuerst betrachtet werden müssen. — Daran wird sich die Besprechung der Sedimentgesteine, als ihrer mechanischen Zerreibungs- und chemischen Auslaugungsproducte anzuschliessen haben. — An dritter Stelle werden die krystallinen Schiefer zu besprechen sein, welche in ihrem ursprünglichen Bestande — soweit sie nicht zur Erstarrungskruste der Erde gehören mögen — entweder geschichtete oder eruptive Gesteine sein mussten.

I. Theil. Die Eruptivgesteine.

Die Eruptivgesteine als Stoffe.

§ 26. Die Eruptivgesteine sind zu geologischer Gestaltung gelangte Theile des schmelzflüssigen Erdinnern. Von der Natur des Erdinnern erhalten wir sichere geologische Kunde durch die allorts bestätigte Temperaturzunahme in der Erdrinde mit wachsender Tiefe, durch die aus dem Schooss der Erde an ihre Oberfläche empordringenden vulkanischen Ergüsse und durch die Eigenschwere des Erdkörpers. Die beiden ersten Thatsachen nöthigen zu der Annahme, dass im Erdinnern ungeheure Massen im Schmelzfluss befindlicher Substanzen vorhanden sind, die dritte Thatsache sagt uns, dass diese schmelzflüssigen Massen eine verhältnissmässig peripherische Lage haben müssen. Ihr Durchschnittseigengewicht (etwa $2{,}7$) beträgt kaum die Hälfte des Eigengewichts unseres Planeten (etwa $5{,}5$); der Kern desselben muss also aus schwereren Substanzen bestehen. Die Gesteinslehre hat indessen die Erforschung des Erdinnern nicht direct zum Gegenstande; ihr Gebiet ist die feste Rinde der Erde.

Über die stoffliche Natur des schmelzflüssigen Erdinnern, aus welchem die Eruptivgesteine stammen, giebt uns nur die chemische Zusammensetzung dieser Eruptivgesteine selbst Auskunft. Diese bestehen bei ihrem Ausbruch, als Laven, sämmtlich aus schmelzflüssigen Gemengen von Oxyden, in denen allerdings schon mehr oder weniger reichlich im krystallin-starren Aggregatzustand ausgeschiedene Oxydverbindungen schwimmen. Metallische Substanzen im elementaren Zustande, wie wir sie bei Meteoriten antreffen, kommen — von der kleinen Gruppe der Eisenbasalte Grönlands abgesehen — nicht vor. Im erstarrten Zustande enthalten die Eruptivgesteine, wenn man kleine Mengen von Phosphaten und oxydischen Eisenerzen nebst Spinelliden und anderen seltenen Mineralien ausser Acht lässt, nur Silikate neben gelegentlichen kleinen Beimengungen von Titano- und Zirkono-Silikaten, Titanaten und in manchen Fällen freie Kieselsäure. Die Analyse ergiebt als wesentliche Bestandtheile an Säuren: Kieselsäure nebst geringen

Quantitäten von Titansäure, Phosphorsäure[1] und Zirkonerde; an Sesquioxyden: Thonerde und Eisenoxyd nebst gelegentlichen kleinen Mengen von Chromoxyd; an Monoxyden: Eisenoxydul, Magnesia und Kalk nebst kleinen Mengen von Manganoxydul, Baryt und Strontian, sowie gelegentlich Spuren von Nickel- und Kobaltoxydul; an alkalischen Monoxyden: Kali, Natron, Wasser und gelegentlich Spuren von Lithion.

§ 27. Diese Bestandtheile zeigen ein bedeutendes Schwanken in ihren Mengenverhältnissen zu einander, so dass man lange geglaubt hat, die stoffliche Zusammensetzung der verschiedensten Eruptivgesteine als eine ziemlich ununterbrochene Reihe von Zwischengliedern zwischen zwei Endgliedern auffassen zu können. — Die Grenzen, innerhalb welcher die verschiedenen Bestandtheile sich bewegen, sind einerseits 0%, andererseits ein für jeden Bestandtheil eigenes Maximum. Nur die Kieselsäure fehlt nie[2] und erreicht ihr Minimum etwa bei 34 %[3]. — Als die reinen Endglieder der supponirten continuirlichen Reihe der Eruptivmagmen hätte man also ein sehr Kieselsäure-armes und ein Kieselsäure-reiches (SiO_2 = 77 % etwa) (siehe Tabelle S. 36). Es hält nicht schwer, Gesteine nachzuweisen, deren SiO_2-Gehalt jede Zahl zwischen 34 und 77% darstellt, aber man kennt keine Combination von Sesquioxyden und Monoxyden mit diesem SiO_2-Maximum und -Minimum, aus denen sich die andern vorkommenden Combinationen durch Mischung der Endglieder in wechselnden Verhältnissen ableiten liessen, wie die Betrachtung der Werthe für Al_2O_3, FeO, MgO, CaO u. s. w. der Tabelle zeigt. Ebensowenig kann man solche zwei Endglieder aus den thatsächlich vorhandenen Combinationen rechnungsmässig ableiten. Selbst bei Annahme von drei oder vier Endgliedern würde eine Erklärung des bekannten stofflichen Bestandes der verschiedenen Eruptivgesteine durch Mischung dieser sich nicht ermöglichen lassen. Da man aber nicht wohl für jedes Eruptivmagma eine besondere Quelle im Erdinnern annehmen kann, so müssen wir vermuthen, dass die Eruptivgesteine Spaltungsproducte eines einheitlichen Urmagmas im Erdinnern seien. Den Gesetzen für diese Spaltungsvorgänge nachzuforschen, wird es Zeit sein, nachdem die thatsächlich vorhandenen Theilmagmen erörtert wurden.

[1] Auf die Verbreitung des Vanadiums, wohl als Vanadinsäure, besonders in den SiO_2-armen Eruptivgesteinen machte neuerdings Hillebrand (Amer. Journ. 1898. VI. 209) aufmerksam. Spärlicher wies er auch Molybdän nach.

[2] Wenn man gewissen localen Spaltungsproducten von Tiefengesteinen, den Erzausscheidungen der foyaitischen und gabbroiden Magmen, die Würde selbständiger Gesteine zuerkennt, so würde auch die Kieselsäure bis auf 0% sinken können.

[3] In der Gruppe der Ganggesteine sinkt der Gehalt an SiO_2 bis auf etwa 24% bei den Alnöiten.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	XVIII.	XIX.
SiO_2	76,80	73,81	69,61	69,56	66,03	64,76	61,04	60,02	56,91	52,34	51,65	49,24	48,95	46,78	43,35	40,56	39,43	37,17	33,89
TiO_2	—	0,97	—	—	—	0,42	0,45	—	—	0,14	3,37	—	—	—	2,43	1,34	2,27	0,67	0,64
Al_2O_3	12,18	13,72	8,02	15,65	18,49	16,48	15,72	20,98	18,18	19,90	13,41	19,06	18,43	20,73	11,46	15,92	10,36	26,53	9,93
Fe_2O_3	1,56	1,59	7,17	1,24	2,18	0,74	5,03	2,21	4,65	6,57	8,45	1,77	—	6,02	11,98	7,12	13,19	3,37	15,63
FeO	—	—	2,83	0,91	0,22	2,74	2,15	0,51	3,61	0,55	2,79	10,33	8,19	5,44	2,26	7,03	3,98	8,00	—
MgO	0,20	0,23	0,65	0,82	0,39	1,74	3,61	Sp.	3,49	2,26	3,60	5,00	1,43	4,46	11,69	10,86	5,52	7,13	16,14
CaO	1,07	0,61	0,88	2,52	0,96	3,24	5,34	1,18	7,11	6,35	8,17	8,75	6,42	9,69	7,76	12,38	15,50	10,61	15,19
Na_2O	2,82	5,29	7,47	4,09	5,22	2,67	4,02	8,83	4,02	5,66	3,90	3,89	6,51	2,57	3,88	2,40	4,23	2,63	2,86
K_2O	4,50	4,09	2,88	2,19	5,86	5,49	2,66	5,72	1,61	2,68	1,58	1,19	6,90	4,64	0,99	1,09	2,24	1,85	—
H_2O	0,89	—	0,74	2,92	0,85	1,62	0,58	0,70	0,36	3,65	0,14	0,63	1,79	—	2,41	1,00	0,81	1,57	2,90
P_2O_5	—	—	—	0,13	0,04	—	—	Sp.	0,25	0,09	1,07	—	—	—	1,54	0,90	2,76	0,85	1,41
Sa.	100,02	100,31	100,25	100,03	100,24	100,32	100,60	100,15	100,19	100,21	99,41	99,86	100,23	100,33	99,75	100,00	100,29	99,88	100,00
Sp. G.	2,420	—	2,44	2,45	2,592	2,562	—	2,576	—	2,623	—	—	2,639	—	2,974	3,071	3,058	3,142	3,04

I. Liparit. Telkibanya. Ungarn.
II. „ Raudfössafjäll. Island.
III. Pantellerit. Khagiar. Pantelleria.
IV. Dacit. Guaitara-Abhang. Paramo del Frailejon. Columbia.
V. Trachyt. Game Ridge. Custer Co., Colorado.
VI. „ Poggio Traburzolo. Monte Amiata. Toscana. (Mit 0,33 seltener Erden, 0,08 SO_3, 0,01 Cl und Spuren Li_2O.)
VII. Amphibolandesit. Peñon de Pitayó. Columbien.
VIII. Aegirinphonolith. El Paso Co., Colorado.
IX. Hypersthenandesit. Gipfeltheil des Vulkans von Pasto. Columbia.
X. Hauyntephrit. Dobrankathal SO. Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge. (Mit 0,02 SO_3.)
XI. Basalt. Staufenberg b. Wiershausen unfern Münden. Prov. Hannover. (Mit 1,28 SO_3.)
XII. Basalt. Gestein der Insel Ferdinandea (1831) b. Pantelleria.
XIII. Leucitophyr. Perlerkopf b. Olbrück (Mit 1,24 SO_3 und 0,37 Cl.)
XIV. Vesuvlava von 1810.
XV. Augitit. Hutberg SO. Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
XVI. Basalt. Oberer Steinberg im Stiftswald, O. Heidersdorf. Lausitz.
XVII. Nephelindolerit. Löbauer Berg bei Löbau. Lausitz.
XVIII. Nephelinbasalt. 0,5 km N. vom Steinberg im Laubaner Hochwald. Lausitz.
XIX. Melilithbasalt. Hochbohl bei Owen. Schwäb. Alb. (1,41 CO_2.)

§ 28. Eine eigenthümliche Stellung in der chemischen Constitution der Eruptivmagmen hat das W a s s e r. Bei den vulkanischen Eruptionen entweichen aus der erstarrenden Lava bedeutende Mengen dieser Substanz, die offenbar innerhalb der noch flüssigen Lava gebunden waren, oder vielleicht auch eine Art Emulsion mit ihr bildeten. Analysirt man die verfestigten Eruptivgesteine in einem solchen Zustande der Frische, dass sich in ihnen noch keine wasserhaltigen Zersetzungsproducte gebildet haben, so findet man sie wasserfrei, sobald sie durchaus krystallin sind. Dabei wird abgesehen von den geringen Mengen Wasser, welche durch die chemische Constitution gewisser Gemengtheile (Glimmer, Amphibol u. s. f.) und durch mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse bedingt sind. — Einen nennenswerthen Wassergehalt finden wir in den starr gewordenen Eruptivgesteinen nur dann, wenn die Verfestigung so rasch verlief, dass eine volle Krystallisation des Magmas nicht möglich war, ein Theil desselben vielmehr glasig (amorph) erstarrte. Amorph erstarrte Magmen heissen in der Gesteinslehre G l ä s e r. — Mit der angegebenen Beschränkung ist also ein ursprünglicher Wassergehalt in einem Eruptivgestein ein Hinweis auf theilweise glasige Erstarrung; die Gesteinsgläser sind die Träger des Wassergehalts der frischen Eruptivgesteine. — Aber nicht alle Gesteinsgläser sind nothwendig wasserhaltig; der Rückschluss aus dem Fehlen des Wassers auf vollständige Krystallisation eines Eruptivgesteins ist also unzulässig.

Wenn somit die vollkrystalline Verfestigung eines Gesteins zugleich ein Act der Entwässerung ist, so darf man darum aus dem Fehlen des Wassers im Gestein nicht auf das Fehlen desselben im Magma schliessen.

§ 29. Es ist eine Frage von hoher geologischer Bedeutung, ob die stoffliche Natur der Eruptivmagmen sich im Verlauf der Erdgeschichte in erkennbarer Weise geändert hat. Wir kennen nun allerdings vereinzelte Fälle, dass gewisse Eruptivmagmen nur in bestimmten Perioden der Erdgeschichte nachgewiesen werden können. So fehlen z. B. die durchaus alkalifreien Eruptivmagmen anscheinend den jüngsten Zeiten unserer Erde. Doch ist zu bedenken, dass einmal unsere Kenntnisse vom Bestande der gesammten Erdrinde local sehr unzureichend sind, dass es grosse, vollkommen unerforschte Gebiete giebt, dass wir ferner über die Bildungszeit der Eruptivgesteine oft nur unsichere Kunde haben, und dass im ungünstigsten Falle solche anscheinende Differenzen nur vereinzelt vorkommen und ihre Zahl mit fortschreitender Erforschung der Erde stetig abgenommen hat. Im Grossen und Ganzen kann man mit gutem Grunde behaupten, dass die verschiedenen Eruptivmagmen in allen Zeiten der Erdgeschichte wie-

derkehren, und dass eine bestimmte Bindung gewisser Typen von Eruptivmagmen an bestimmte Perioden der Erdgeschichte nicht statthat. — Ob aber die relative Häufigkeit und Masse der verschiedenen Eruptivgesteinstypen sich mit der Zeit geändert habe, das ist eine heute noch nicht mit Sicherheit zu beantwortende Frage.

§ 30. Nach ihrem SiO_2-Gehalt in wasserfreiem Zustande gruppirt man die Eruptivgesteine in saure, neutrale und basische. Saure Magmen haben über 65 % SiO_2, neutrale zwischen 64 % und etwa 52 %, basische weniger als 52 %. Diese Grenzen sind keine absoluten; vielmehr verfliessen die drei Gruppen ganz allmählig ineinander. Dass man die Eruptivmagmen mit mehr als 65 % SiO_2 sauer nennt, gründet sich darauf, dass dieses etwa der Kieselsäuregehalt deren sauerster Gesteinsgemengtheile (Orthoklas, Albit) ist und daher in kieselsäurereicheren Magmen bei voller Krystallisation Quarz oder eine andere Form der freien Kieselsäure entstehen muss.

§ 31. Die Eruptivmagmen sind keine chemischen Verbindungen nach stöchiometrischen Gesetzen, sondern schmelzflüssige Lösungen mit wechselndem Verhältniss der Mischungstheile. Daher ist auch die mineralische Zusammensetzung der aus ihnen entstehenden Gesteine keine constante, sondern eine in gewissen, oft recht weiten Grenzen schwankende. Es giebt somit zahlreiche chemische und mineralische Übergänge oder besser Zwischenglieder zwischen jenen nahe verwandten Typen, die wegen ihrer Häufigkeit eigene Namen erhalten haben. Darin liegt eine der Hauptschwierigkeiten für die Systematik der Eruptivgesteine. Die stofflichen Übergänge gehören zum Wesen der Gesteine. Dennoch ist auch diese Flüssigkeit des Gesteinsbegriffs keine willkürliche, sondern eine geregelte; sie geht nicht nach allen, sondern nur nach bestimmten Richtungen.

§ 32. Ein und dasselbe Eruptivmagma kann je nach der Art seiner Verfestigung verschiedene Eruptivgesteine liefern. Bleibt die Temperatur hoch genug und gewisse andere Verhältnisse derart günstig, dass bis zum Abschluss des Verfestigungsvorganges in einem Eruptivmagma eine ausreichende molekulare Beweglichkeit vorhanden ist, so wird sich eine Krystallisation desselben ohne Rest vollziehen; es entsteht ein holokrystallines Gestein, z. B. aus dem Eruptivmagma sub I der Tabelle S. 36 ein Granit, aus dem sub IX ein Diorit, aus dem sub X ein Essexit, sub XII ein Gabbro u. s. w. — Hört dagegen die molekulare Beweglichkeit auf, ehe das gesammte Magma zur Krystallisation gelangte, so wird ein gewisser Restbestand desselben amorph (glasig) erstarren; das Gestein enthält dann ein Gemenge krystalliner und glasiger Gemengtheile, es ist hypokrystallin. Das sub I angeführte Magma würde einen vitrophyrischen Quarzphorphyr-

oder Liparit, das sub IX einen Porphyrit oder Andesit, das sub X einen Tephrit, das sub XII einen Melaphyr oder Basalt liefern. — Endlich könnte die molekulare Beweglichkeit aufhören, ehe überhaupt krystalline Ausscheidungen sich vollzogen hätten; das entstehende Gestein wäre glasig und gehörte im vorliegenden Falle bei dem Magma I zum Obsidian.

Ob ein Magma holokrystalline, hypokrystalline oder glasige Verfestigung erfahren hat, ist in jedem Falle durch mikroskopische Untersuchung, oft schon durch das Auge, in sehr vielen Fällen durch das specifische Gewicht des daraus hervorgegangenen Gesteins zu erkennen. Es haben nämlich erfahrungsgemäss die glasigen Erstarrungsproducte von Silikatschmelzflüssen ein sehr niedriges specifisches Gewicht; auch krystallisirte Silikate, also stöchiometrische Silikatverbindungen erleiden durch Schmelzen und rasches Erstarren eine beträchtliche Verminderung ihres Eigengewichts. Das sub I in obiger Tabelle aufgeführte Magma würde bei holokrystalliner Ausbildung als Granit etwa $2{,}6$, bei glasiger Verfestigung als Obsidian etwa $2{,}35$ spec. Gew., bei hypokrystalliner Verfestigung als Quarzporphyr oder Liparit eine zwischen diesen Werthen liegende Dichte haben, deren genauer Betrag von dem Mengenverhältniss der krystallinen und glasigen Gemengtheile abhängen würde.

§ 33. Bei der Verfestigung eines Eruptivmagmas sind also zwei, in gewissem Sinne antagonistische Vorgänge bald verbunden, bald einzeln oder allein zu beobachten: die Krystallisation und die amorphe Erstarrung. Die letztere bedarf keiner Erklärung. Da die Eruptivmagmen schmelzflüssige, jedenfalls meistens, wahrscheinlich immer wasserhaltige, gemischte Silikatlösungen mit kleinen Beimengungen von Phosphaten u. s. w. sind, so können die krystallinen Ausscheidungen aus denselben nicht willkürlich, sie müssen vielmehr nach den Gesetzen der Krystallisation gemischter Lösungen, also auch in bestimmter Reihenfolge verlaufen. Wir vermögen wohl uns über die dabei wirksamen Factoren, wie chemische Natur der Lösung, Temperatur derselben, Mengenverhältniss der gelösten Substanzen u. s. w. eine Vorstellung zu machen, können dies wohl auch durch das Studium der Schlacken (Verfestigungsproducte künstlicher Schmelzflüsse) prüfen; am sichersten aber wird man sie aus dem Studium der Gesteine selbst ableiten.

Nun wird man es nicht bestreiten können, dass ein krystallin ausgeschiedener Gemengtheil aus einem Eruptivmagma eine um so vollendetere und gesetzmässigere Formenentwicklung zeigen wird, je älter er ist, je weniger Hindernisse also in bereits ausgeschiedenen Krystallen für freie Formenentwicklung vorhanden waren. Nennt man

einen Gemengtheil, dessen äussere Form lediglich durch die der Substanz innewohnenden Gestaltungsgesetze bedingt wurde, idiomorph, dagegen allotriomorph einen solchen, dessen Formenentwicklung durch ausserhalb desselben liegende Verhältnisse (hier also schon vorhandene Ausscheidungen) beeinflusst wurde, so wird man sagen können, dass das relative Alter eines Gemengtheils dem Grade seines Idiomorphismus proportional sein wird. Das wichtigste Mittel zur Bestimmung der Reihenfolge der krystallinen Ausscheidungen ist hiermit gegeben: von zwei Gemengtheilen wird derjenige der ältere sein, der die Formen des andern bedingt, ohne in seiner Gestaltung von diesem beeinflusst zu sein. — Ein weiteres Hilfsmittel liegt in der gegenseitigen Umschliessung; der einschliessende Krystall wird jünger sein als der umschlossene. — Ein Gemengtheil, der gegenüber gewissen Gesteinselementen idiomorph, gegenüber andern allotriomorph ist, heisse hypidiomorph.

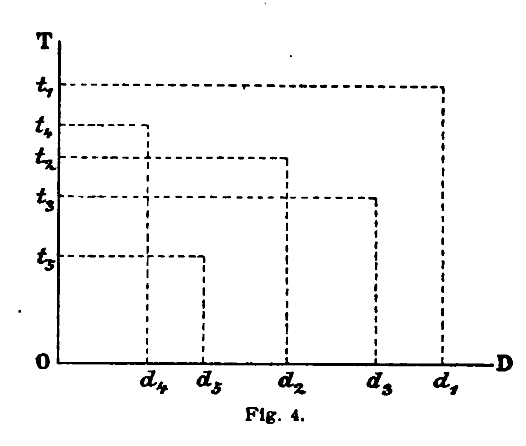


Fig. 4.

Sieht man zunächst ab von der Bedeutung der in jedem Augenblick im Magma vorhandenen chemischen Mischung und ihrem Einfluss auf die Entstehung gewisser sich krystallin ausscheidender Verbindungen, so kann man sich Temperatur und Druck im Magma als die zwei wesentlichen Factoren bei der Krystallisation des Magmas vorstellen. Denkt man sich nun (Fig. 4) auf der Horizontalen D von rechts nach links abnehmenden Druck, auf der Verticalen T von oben nach unten abnehmende Temperatur bis zu der bei O im Augenblick der vollkommenen Verfestigung vorhandenen Temperatur, bezw. dem dann vorhandenen Druck, so möge für eine Substanz s_1 die Linie t_1 d_1, für eine Substanz s_2, s_3, s_4, s_5 u. s. w. die Linie t_2 d_2, t_3 d_3, t_4 d_4, t_5 d_5 u. s. w. die Temperatur und Druckgrenzen für ihre Entstehung angeben. Man macht sich durch dieses Schema verständlich, wie in einem gegebenen Magma je nach dem Wechsel der Temperatur- und Druckabnahme der Grad des Idiomorphismus eines sich ausscheidenden Gemengtheils ein verschiedener sein, ja, dass sich sogar die Reihenfolge der Ausscheidung scheinbar ändern kann.

§ 34. Hiernach lassen sich für die Reihenfolge der Ausscheidungen in einem krystallisirenden Eruptivmagma in grossen Zügen die folgenden Sätze aufstellen:

1) Die ältesten Ausscheidungen aus einem krystallisirenden Eruptivmagma sind gewisse Neben- und Übergemengtheile, wie Phos-

phate, Eisenerze, Spinellide, Zirkon, Titanit, Perowskit u. s. w. Wir fassen sie zusammen als „Apatit und Erze".

2) Auf diese folgt die Ausscheidung der Mg- und Fe-, beziehungsweise Mg-Ca- und Fe-Ca-Silikate, wie Olivin, Biotit, Amphibole, Pyroxene u. s. w. Wir nenen sie „farbige Silikate". Innerhalb dieser Gruppe geht die Ausscheidung der Orthosilikate derjenigen der Metasilikate voraus, so dass Olivin vor Pyroxen u. s. w. krystallisirt.

3) Darauf scheiden sich die kalkhaltigen, die kalkalkalihaltigen und die alkalihaltigen Silikate nach abnehmender Basicität aus, so dass Anorthit vor den Kalkalkalifeldspäthen, diese vor den Alkalifeldspäthen, Nephelin vor Leucit u. s. w. krystallisiren. Die Substanzen dieser Gruppe mögen farblose Silikate heissen, obschon sie auch manche intensiv gefärbte, wie Aegirin, Arfvedsonit u. s. w., umfassen.

4) Den Schluss machen die freie Kieselsäure (Quarz) und die amorphen Erstarrungsproducte[1].

Die Krystallisation einer späteren dieser vier Gruppen beginnt indessen nicht etwa erst dann, wenn die der vorhergehenden durchaus vollendet ist; der Beginn jeder späteren Gruppe greift vielmehr rückwärts über den Schluss jeder früheren Gruppe hinaus, so dass die angegebene Reihenfolge sich strenger genommen mehr auf den Beginn der Ausscheidungen, als auf die ganze Dauer derselben bezieht.

§ 35. Aus dieser Reihenfolge der Ausscheidungen ergiebt sich, dass ein krystallisirendes Magma mit dem Fortschreiten des Verfestigungsprocesses mehr und mehr sauer wird, so dass also ein etwaiger amorph erstarrender Rest des Magmas (Gesteinsglas) keineswegs die Anfangszusammensetzung des Magmas hat, sondern stets ärmer an Mg, Fe und Ca, reicher an Alkalien und Si ist, als dieses. Diese bei allen Untersuchungen constatirte Thatsache beweist auf chemischem Wege die oben aus der Formengestaltung der Gemengtheile abgeleiteten Sätze über die Folge der Krystallisationen im Magma.

---

[1] Dass die Reihenfolge der Ausscheidungen keine Function der Schmelzpunkte sei, hat schon BUNSEN (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1861. XIII. 61.) dargethan und ergiebt sich aus folgender nach R. CUSACK (Proc. Irish Acad. 1897. 399) zusammengestellten Tabelle wichtiger gesteinsbildender Mineralien nach abnehmenden Schmelzpunkten:

Quarz	schmilzt bei	1472°	Labradorit	schmilzt bei	1223°
Olivin	„ „	1363°	Hornblende	„ „	1187°
Leucit	„ „	1298°	Augit	„ „	1187°
Enstatit	„ „	1295°	Albit	„ „	1172°
Aktinolith	„ „	1272°	Mikroklin	„ „	1169°
Diallag	„ „	1264°	Nephelin	„ „	1059°

In dieser zunehmenden Acidität krystallisirender Eruptivmagmen, welche gegebenen Falls durch ein mehr oder weniger plötzliches Entweichen des Wassers noch bedeutend beschleunigt werden kann, ist es begründet, dass nicht selten krystalline Ausscheidungen eines früheren, also basischeren Entwicklungsabschnitts des Magmas unter den neuen Verhältnissen bestandsunfähig werden. Der saurer gewordene Magmenrest corrodirt sie, löst sie sogar bisweilen ganz auf und lässt andere Krystallisationen an ihre Stelle treten, z. B. Pyroxen an die Stelle von Olivin, Biotit oder Hornblende. Dieser Vorgang heisst magmatische Resorption. Infolge dieses Vorgangs werden Täuschungen über den einem bestimmten Gemengtheil zukommenden Grad von Idiomorphismus möglich; er vermag es zu bewirken, dass in ein und demselben Eruptivmagma der Bestand von krystallinen Ausscheidungen ein nicht nur der Menge, sondern auch der Art nach verschiedener in verschiedenen Entwicklungsphasen sein kann, und dass sich also aus ein und demselben Magma je nach dem Gang seiner krystallinen Entwicklung sogar Gesteine von einigermaassen verschiedenem Mineralbestande ergeben können.

§ 36. Der Umstand, dass die krystallinen Ausscheidungen aus einem Eruptivmagma eine gewisse Reihenfolge innehalten, und damit die chemische Natur der jeweils restirenden Mutterlaugen sich stetig ändert, erklärt eine bei den Gemengtheilen der Eruptivgesteine überaus verbreitete Erscheinung: die zonare Structur in Verbindung mit chemischer Verschiedenheit der concentrischen Schalen, also die sogen. isomorphe Schichtung. So ist z. B. für zahllose Fälle der Nachweis geführt worden, dass die Schalen der Plagioklaskrystalle von innen nach aussen ärmer an Anorthit und reicher an Albit werden, dass Pyroxenkrystalle von innen nach aussen aus Diopsid, Aegirinaugit mit steigendem Aegiringehalt und endlich reinem Aegirin bestehen u. a. m.

Dieses Verhältniss führt seinerseits zu der Annahme, dass die chemische Constitution eines Eruptivgesteinsgemengtheils bis zu gewissem Grade eine Function der chemischen Natur des Magmas sei. Für die Familie der Pyroxene ist dieser Schluss durch Specialuntersuchungen vollständig, für die Amphibole in einem gewissen Umfange erbracht.

§ 37. Solange in einem krystallisirenden Magma noch schmelzflüssige Theile vorhanden sind, muss es in demselben Strömungen geben, durch welche die zufolge ungleichen Wärmeverlustes entstehenden Temperaturdifferenzen sich ausgleichen. Es ist z. Th. eine Folge solcher Strömungen, z. Th. eine Folge der fortdauernd sich vollziehenden Spaltungen in den Magmen, dass die chemische und damit auch

die mineralische Zusammensetzung der aus ihnen entstehenden Gesteine nicht in jedem Theile die gleiche ist, dass also die Untersuchung dem Raume oder der Masse nach gleicher Mengen von verschiedenen Orten eines und desselben Gesteins nicht immer die gleichen Resultate liefert. Man bezeichnet das wohl als die Schlierigkeit der Magmen und der aus ihnen entstandenen Gesteine. — Das Vorhandensein von Strömungen in den Magmen bis zu ihrer endgültigen Verfestigung wird durch die Phänomene der Fluidalstructur erwiesen.

§ 38. Mit der vollendeten Verfestigung eines Eruptivmagmas ist der eigentliche Act der Gesteinsbildung im engeren Sinne abgeschlossen. Mit diesem Moment beginnt ein neuer Abschnitt in seiner Geschichte: die Veränderung und Umbildung seines Mineralbestandes. Zieht man zunächst nur diejenigen Veränderungen in Betracht, die eine natürliche Folgeerscheinung der Eruptivprocesse sind, so gehören dahin die Veränderungen durch Gasemanationen und Thermalwasser. — Die Gasemanationen sind der Natur der Sache nach besonders an die Grenzen der Eruptivgesteine und an die Nähe von Spalten, Klüften (oft sehr capillaren) und Hohlräumen gebunden und erweisen sich hier als besonders wirksam. Die Veränderungen, welche sie hervorbringen, heissen pneumatolytische, und variiren je nach der Natur der einwirkenden Gase. Man darf hierher rechnen die so häufige Fluoritführung und den Turmalingehalt so vieler Gesteine, die Imprägnation mit Erzen, die Verkieselung, die Alunitbildung u. s. w. — Ziehen sich nach dem Schluss der Fumarolenperiode die vulkanischen Vorgänge in die Tiefe zurück, so werden die emanirenden Gase von den dort circulirenden Gewässern aufgenommen, die dann als Thermen zu Tage treten. Die von ihnen ausgehenden Thermalwirkungen können sehr ähnliche sein, wie die pneumatolytischen; auch sie führen oft zu Erzimprägnationen, Verkieselungen und sind wohl eine der Hauptursachen für die Zeolithbildung in den Eruptivgesteinen.

§ 39. Endlich treten die aus den Eruptivmagmen hervorgegangenen Gesteine unter die Einwirkung der Atmosphärilien, d. h. des Wassers und der darin absorbirten Atmosphärengase Sauerstoff und Kohlensäure. Die Gesammtheit der von den Atmosphärilien ausgehenden Veränderungen in den Gesteinen bezeichnet man als Verwitterung. Diese ist ein z. Th. mechanischer, z. Th. chemischer Vorgang. Auf zahllosen grösseren, kleineren und capillaren Spalten durchsickert das Wasser auch die festesten Gesteinsmassen und lockert zunächst oberflächlich, dann immer tiefer eingreifend deren Zusammenhang. In diesem Auflockerungsprocess, den man als Desaggregation bezeichnet, wird das Wasser durch alle plötzlichen und grossen Temperaturveränderungen, besonders aber durch den Frost und die eigene durch

Gefrieren bewirkte Volumzunahme unterstützt. — Mit dieser Auflockerung der Gesteinsmasse wächst die Angriffsoberfläche für die Atmosphärilien in's Ungeheuere, und diese zerstören fast sämmtliche gesteinsbildenden Silikate, wobei nur zum Theil neue Silikate (Muscovit, Kaolin und andere Thonerdesilikathydrate, Chlorite, Epidote) entstehen. Das hierbei nicht verbrauchte Al liefert beauxitartige Hydroxyde, der Ca- und Mg-Gehalt wird vorwiegend zur Carbonatbildung unter Ausscheidung von Kieselsäure verwendet, das Eisen geht in die Form des Limonits, das Mangan in die des Mangansuperoxyds über, während die Alkalien theils als Alkalicarbonate oder in anderer Bindung fortgeführt, theils von den thonigen Verwitterungsproducten zurückgehalten werden.

Die Eruptivgesteine als geologische Körper.

§ 40. Aus dem Umstande, dass wir Eruptivgesteinen vorwiegend in solchen Gebieten begegnen, wo Zerreissungen und Faltungen der Erdrinde, also Verschiebungen ihrer Theile gegeneinander stattgefunden haben, d. h. in Dislocationsgebieten, müssen wir schliessen, dass in der Regel solche tektonische Vorgänge den Eruptivmagmen die Wege aus dem Erdinnern nach oben öffnen. Dieser Schluss erfährt eine wichtige Bestätigung durch die Thatsache, dass zumal die Senkungsfelder und Bruchränder der Lithosphäre mit Eruptivmassen besetzt sind. — Immerhin scheint bei einer besonderen Form der Eruptivmassen (Schlotte) ein explosionsartiger Vorgang einen Durchbruchskanal durch ruhig liegende Schollen der Erdrinde geschlagen zu haben.

§ 41. Durch die Dislocationen (Einsturz und Faltung) müssen innerhalb der festen Erdrinde unregelmässig gestaltete Hohlräume von wechselnden, oft ungeheuren Dimensionen geschaffen werden, von denen aus Spalten seitlich und aufwärts in die dislocirten und stehengebliebenen Gesteinsmassen oft sehr weit hin fortsetzen. Diese Einsturzräume füllen sich nun rasch oder allmählig mit Eruptivmagmen, welche von ihnen aus weiter in das Spalten- und Kluftnetz vordringen. Erreichen die Spalten nicht die Erdoberfläche, so kann von dem ganzen Vorgang uns nur mittelbar durch Erdbeben, Auftreten von Thermen u. s. f. Kunde werden; die ganze Eruption, oder richtiger Injection, verläuft unterirdisch. Streichen dagegen die Spalten, wie die Explosionskanäle, oberflächlich aus, so werden auch die Eruptivmassen zu Tage treten, und hier als Spalteneruptionen oder vulkanische Ausbrüche (Laven, Lapilli, Asche) so lange mit Intervallen fortdauern, wie die Communication in die ewige Teufe offen bleibt und die für das Aufsteigen der Eruptivmassen nöthigen Kräfte vorhanden und wirksam sind.

Der Druck, unter welchem die Eruptivmassen emporgetrieben

werden, muss ein ganz ausserordentlicher sein, wie das die bis zu mikroskopischen Dimensionen gehende Einpressung derselben in geradezu capillare Spalten, ja in die eigentliche Masse der durchbrochenen Gesteine selbst deutlich beweist. So erklärt es sich, dass von den Eruptionskanälen aus die Eruptivmassen oft seitlich zwischen die Schichten des Sedimentgebirges in Form planparalleler oder planconvexer Massen weithin eindringen, die über ihnen liegenden Gebirgsglieder hebend und wölbend.

§ 42. Durch die Form der Dislocationsräume sind die Formen der Eruptivgesteinskörper gegeben. Die Ausfüllungsmassen der unregelmässig gestalteten, grossen, unterirdischen Einsturzräume nennt man typhonische Stöcke, Eruptivstöcke, Stöcke schlechthin oder Massive. Ihr Horizontaldurchschnitt ist oft rundlich oder elliptisch mit mehr oder weniger ein- und ausspringenden Winkeln und Buchten; ihr Vertikalschnitt ist gern plumpkegelförmig, bisweilen mit terrassen- oder treppenartigem Verlauf der seitlichen Grenzflächen. — Die Ausfüllungsmassen der Spalten und Klüfte, welche also mauerartig bei geringer Quer- und grosser Längsdimension mehr oder weniger saiger, oft auch unter wechselnden, nicht selten recht kleinen Winkeln gegen den Horizont durch die durchbrochenen Gesteine hin verlaufen, heissen Gänge, und wenn sie sehr wenig mächtig sind, Trümer. Ihre Mächtigkeit wechselt von wenigen Millimetern bis zu Hunderten von Metern. Ihre Richtung mit Beziehung auf die Stöcke ist oft eine radiale. Wo sich dieselben bis zu dem Stock hin verfolgen lassen und ihr Gestein mit dem des Stocks ident ist, heissen sie Apophysen des Stocks. — Die von explosiven Vorgängen herrührenden, im Durchschnitt rundlichen bis schwach elliptischen Durchbruchskanäle und ihr Gesteinsmaterial heisst man Schlotte, im Englischen neck. In Deutschland gehören dahin die von BRANCO beschriebenen „Vulkanembryonen" der schwäbischen Alb und die Maare (napf- oder schalenartige Erweiterungen des Schlotts beim Austritt an die Erdoberfläche) der Eifel[1]. DAUBRÉE hat diese Bildungen künstlich nachgeahmt.

Die von den Eruptionskanälen seitlich zwischen die Schichtgesteine eingepressten Massen heissen Lagergänge, Intrusivlager oder auch Lager schlechtweg, wenn sie planparallele Grenzflächen haben, Lakkolithe, wenn sie bei scheiben- bis glockenförmiger Gestalt nicht unbeträchtliche Dimensionen besitzen. Nicht selten sind Vertikalgänge streckenweise als Lagergänge, und umgekehrt Lagergänge streckenweise als Vertikalgänge entwickelt. — Die eruptiven Er-

[1] W. BRANCO, Schwabens 125 Vulkanembryonen u. s. w. Stuttgart 1894. — A. DAUBRÉE, Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XIX. 313. 1891.

güsse über die Oberfläche der Erde hin heissen Ströme, wenn ihre Breite gegenüber ihrer Länge zurücktritt; im umgekehrten Falle nennt man sie Decken. Solche Ströme und Decken liegen oft in vielfacher Wiederholung übereinander, sich unmittelbar berührend oder auch durch loses Auswurfsmaterial von einander getrennt und bilden dann Strom- und Deckensysteme. Ergossen sich Ströme oder Decken submarin, oder erfuhren sie bei subaërischer Entstehung eine Senkung unter Wasser, so können sie von jüngerem Sedimentmaterial überlagert werden und haben dann die äussere Erscheinung von Intrusivlagern. Sie unterscheiden sich von diesen leicht durch die ungleiche Beschaffenheit ihrer unteren und oberen Grenzfläche, welche bei Intrusivlagern gleich beschaffen sind.

Stöcke, Lagergänge, Lakkolithe und Gänge sind nur dem Grade nach verschiedene Dinge. Trotz aller Deutlichkeit der Unterschiede bei typischer Ausbildung gehen diese Formen doch nach Dimensionen und Gestalt vielfach ineinander über, wodurch dann Bezeichnungen wie Gangstock, Massenlager u. s. w. ihre Erklärung finden.

Eine sehr verbreitete Form der Eruptivgesteine ist die Kuppe. So nennt man dom- bis glockenförmige Eruptivmassen an der Erdoberfläche von meistens nicht sehr gewaltigen Dimensionen. Diese Kuppen sind bald das Ausgehende von Gängen oder Schlotten (Quellkuppen) und stellen Gesteinsmassen dar, welche von einem Punkte aus nach oben und seitlich überquollen, bald sind sie durch Erosion isolirte Theile von Decken und Strömen. Diese beiden Formen der Kuppen sind meistens unschwer durch die Absonderungs- und Structurverhältnisse von einander zu unterscheiden. In andern Fällen sind sie durch Denudation blossgelegte Lakkolithe.

§ 43. Den Eruptionsact, durch welchen Stöcke, Intrusivlager, Lakkolithe und Gänge entstehen, nennt man Intrusion und die Gesteine dieser Formen Intrusivgesteine. Demgegenüber bezeichnet man die Bildung der Ströme und Decken als Effusion oder Erguss und ihre Gesteine als Effusiv- oder Ergussgesteine. Die Intrusivgesteine, welche die Erdoberfläche nicht erreichten, werden der Beobachtung erst durch Erosion, Hebung oder Faltung zugänglich, die Ergussgesteine, soweit sie nicht submarin sind, liegen von vorn herein zu Tage. Es ist klar, dass die Verfestigung der Oberflächenergüsse unter durchaus andern Verhältnissen vor sich geht, als die der Intrusivgesteine.

§ 44. Die Altersbeziehungen zwischen den intrusiven und effusiven Bildungen eines Eruptionsgebietes können verschieden sein. Die Spaltenbildung innerhalb einer in Bewegung begriffenen Scholle der Erdrinde kann den Process einleiten und bis zur Erdoberfläche fortschreiten, ehe grössere Einstürze in der Tiefe sich vollziehen; dann werden wir Gänge und Decken haben von höherem Alter als die Stöcke, und es können somit mechanische Einschlüsse von den Ge-

steinen der Gänge und Decken (falls Theile der letzteren mit in die Tiefe sinken) in denen der Stöcke auftreten. Oder aber die Einstürze in der Tiefe können vollzogen sein, ehe die Spaltensysteme weithin oder bis zur Erdoberfläche fortschreiten; dann werden wir gelegentlich Bruchstücke der Stockgesteine als Einschlüsse in den Gängen und Decken antreffen.

§ 45. Aus den § 32 dargelegten Beziehungen zwischen den krystallin verfestigten Gesteinen und ihren Gläsern, also wohl auch ihrer Magmen, folgt es, dass bei krystalliner Verfestigung grosser Eruptivmagmen eine starke Schrumpfung eintreten muss. Es bilden sich Spalten in denselben, welche auch mehr oder weniger weit in die Umgebung hinein fortsetzen können. Diese werden durch Nachschübe von Eruptivmaterial gefüllt, welches aus demselben Herde stammend, wie die Stöcke, stofflich mit diesen ident sein kann, aber nicht nothwendig sein muss, dann aber durch Spaltungsvorgänge aus demselben hervorgegangen sein muss. Der Eruptionsact bedingt Gleichgewichtsstörungen im erumpirenden Magma und diese begünstigen Spaltungsvorgänge. Solche Gangmassen sind stets jünger als die Stöcke.

Man kennt in Thüringen, im Schwarzwalde, auf der Insel Arran, im Gebiet von Christiania u. a. O. Gangmassen, deren mittlere Theile chemisch und mineralisch verschieden sind von den beiderseitigen Salbändern. Sie heissen gemischte Gänge und werden z. Th. durch wiederholtes Aufreissen und also auch durch wiederholte Injection derselben Gangspalte mit verschiedenem Eruptivmagma, z. Th. durch chemische Spaltung eines einheitlichen Eruptivmagmas bei einmaliger Injection der Gangspalte erklärt.

§ 46. Eruptivmagmen liefern nicht nur compacte Eruptivgesteine in Stock-, Gang-, Lager- und Deckenform, sondern unter gewissen Bedingungen auch lose Gesteinsmassen, die vulkanischen Bomben, Lapilli, Sande und Aschen. Alle diese losen Eruptivmassen entstehen durch beschleunigte Entwicklung von Gasen und Dämpfen in den Magmen; diese setzt eine rasche oder plötzliche Abnahme des auf dem Magma lastenden Drucks voraus, wie dieses der Fall sein wird bei der plötzlichen Öffnung eines Explosionskanals und bei dem Aufsteigen der Magmen bis zu Tage. Demgemäss erscheinen diese losen Eruptivmassen nur in den Schlotten und in der Begleitung der effusiven, nicht in der der intrusiven Gesteine.

Ist der Austritt der absorbirten Gase (wohl ziemlich allenthalben Wasserdampf) ein hinlänglich langsamer und das Magma ein zähflüssiges, so werden die Gasblasen bei ihrem Aufsteigen grösser und grösser werden und bei ihrem Entweichen eine Hülle von Magma mitreissen, welche bald im Fluge zusammengerollt wird (Bombe), oder ohne ge-

rollt zu werden beim Niederfall flachgedrückt wird (Flatsche). Die Form der Bomben ist rundlich, spindel-, ei- oder kreiselförmig und man erkennt oft deutlich die Aufrollung an einer Längsnaht. — Bei raschem Entweichen der sich entwickelnden Gasblasen aus dem Magma kann dieses förmlich zerstiebt werden und liefert je nach der Intensität des Vorganges und dem Flüssigkeitszustand des Magmas die Lapilli, Sande und Aschen.

Die Structur der Eruptivgesteine.

§ 47. Ausser den stofflichen Eigenschaften der Eruptivmassen, wie sie sich in ihrem chemischen und mineralischen Bestand darstellen, und der geologischen Erscheinungsform, welche ihnen durch tektonische Vorgänge in der Erdrinde vorgeschrieben wird, finden wir an ihnen eine dritte Gruppe von Eigenschaften, welche ganz wesentlich durch die Einwirkung ihrer geologischen Gestaltung auf ihren chemischen Bestand bedingt wird. Diese Eigenschaften treten in der Ausbildungsweise der Gemengtheile, ihrer Anordnung und Raumerfüllung in die Erscheinung; ihre Gesammtheit bezeichnen wir als Structur.

Dass der chemische Bestand eines Eruptivgesteins auf die Structurentwicklung desselben einen gewissen Einfluss übe, geht daraus hervor, dass gewisse Structurformen nur bei sehr sauren, andere nur bei basischen Gesteinen auftreten. Selbst die Mineralzusammensetzung ist infolge des sehr verschiedenen Habitus der Gesteinsgemengtheile nicht ohne Einfluss. Zum Beweise für diese Sätze sei darauf hingewiesen, dass die intersertalen und diabasisch-körnigen Structuren der SiO_2-armen, an Oxyden der bivalenten Metalle reichen Ergussgesteine sich nicht bei den Alkali- und SiO_2-reichen Lipariten und Quarzporphyren, die sphärolithischen und mikrofelsitischen Formen dieser nicht bei jenen ausbilden und dass bei den an isometrischem Nephelin reichen Phonolithströmen nicht die fluidalen Erscheinungen der chemisch nahe verwandten und geologisch gleichwerthigen Trachytströme hervortreten. Aber immerhin wird man nicht bestreiten können, dass chemischer und mineralischer Bestand auf die Structur von weit geringerem Einfluss sind, als die geologische Erscheinungsform. Jene modificiren höchstens den Einfluss dieser und bedingen Unterabtheilungen in den grossen Structurtypen, welche von dieser geschaffen werden. Der Bestand des Gesteins ist dem Münzmetall, die geologische Erscheinungsform (insofern sie bestimmend ist für die Druck- und Temperaturverhältnisse bei der Verfestigung des Gesteinsmagmas) ist dem Stempel zu vergleichen, der dem Münzmetall das Gepräge giebt.

§ 48. Bezüglich der Ausbildungsweise der Gemengtheile wurde bereits erwähnt, dass bald sämmtliche Gemengtheile krystalline Individuen sind, in andern Fällen neben diesen wechselnde Mengen eines amorph erstarrten Magmenrestes (Gesteinsglas, Basis) auftreten, endlich hie und da anscheinend das ganze Gestein aus amorph er-

starrtem Magma besteht. Im ersten Falle schreibt man dem Gestein holokrystalline, im zweiten hypokrystalline, im letzten glasige Structur zu. — In voller Reinheit ist die glasige Structur nur ganz ausnahmsweise vorhanden; das Mikroskop wird fast stets krystalline Ausscheidungen entdecken. Die glasige Structur ist ein seltener, die holokrystalline ein überaus verbreiteter und in gewissen Gesteinsgruppen regelmässig auftretender Grenzfall der hypokrystallinen Structur. — Die holokrystalline Structur ist die normale Structur der Stockgesteine, die hypokrystalline diejenige der Oberflächenergüsse. Wie geologisch die Gang- und Lagerform zwischen der Stock- und Stromform steht, so begegnen wir auch bei den Gang- und Lagergesteinen bald der holokrystallinen, bald der hypokrystallinen Structur.

§ 49. Gleichfalls auf der Ausbildungsweise der Gemengtheile beruht ein zweiter Structurunterschied, der den eigentlichen Kern- und Angelpunkt der gesammten Structurlehre der Eruptivgesteine bildet, der Unterschied der körnigen und porphyrischen Structur. Es giebt Eruptivgesteine (Granite, Syenite, Diorite, Gabbro u. s. f.), welche schon für das blosse Auge aus lauter krystallinen, sich unmittelbar berührenden, z. kl. Th. idiomorphen, meistens hypidiomorphen Gemengtheilen aufgebaut werden. Im Gegensatz hierzu treten in andern Gesteinen gewisse Gemengtheile durch Grösse und Idiomorphismus (Quarz und Feldspath in Quarzporphyr, Sanidin in Trachyt, Olivin in Basalt u. s. w.) aus der für das Auge mehr oder weniger dichten, wohl auch feinkörnigen oder glasigen Gesteinsmasse hervor. Die ersten Gesteine hat man körnige, die letzten porphyrische Gesteine genannt und ihnen körnige, bezw. porphyrische Structur zugeschrieben. Die durch ihre Grösse und ihren Idiomorphismus ausgezeichneten Gemengtheile heissen Einsprenglinge, der Rest des Gesteins Grundmasse. Bei echt körnigen Gesteinen fehlt der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und Grundmasse vollständig. Das Mengenverhältniss von Einsprenglingen und Grundmasse schwankt zwischen den zwei Extremen, dass fast nur Grundmasse oder fast keine Grundmasse vorhanden ist. Je weniger Grundmasse, um so unvollkommener pflegt der Idiomorphismus der Einsprenglinge zu sein und so giebt es selbst zwischen diesen beiden Haupttypen der Eruptivgesteinsstructuren Übergänge und Zwischenglieder.

Der descriptiv hervorgehobene Charakter der körnigen und porphyrischen Structuren ist nur ein allerdings gelegentlich sehr deutlicher, aber keineswegs in allen Fällen wahrnehmbarer Ausdruck für eine tieferliegende Grundverschiedenheit derselben. Die genauere, besonders die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass das Wesen der körnigen Structur darin liegt, dass jeder Gemengtheil des Gesteins

nur eine einzige Bildungsperiode hatte, während das Wesen der porphyrischen Structur darin zu sehen ist, dass gewisse, nicht alle, Gemengtheile in wenigstens zwei zeitlich getrennten Bildungsperioden entstanden. Bei körniger Structur tritt jeder Gemengtheil nur in einer Generation auf, bei porphyrischer Structur treten einzelne Gemengtheile in zwei oder mehreren Generationen auf. — Die sogen. Einsprenglinge der porphyrischen Gesteine stellen die ältesten Generationen der krystallinen Ausscheidungen dar.

Die körnige Structur eines Eruptivgesteins weist deutlich darauf hin, dass der Verfestigungsprocess desselben ein ununterbrochener, einheitlicher und langsamer gewesen sein muss, während die porphyrische Structur auf einen Hiatus in der Gesteinsentwicklung, auf eine sprungweise Veränderung in den physikalischen Verfestigungsbedingungen deutet. Die hohe Wichtigkeit dieser beiden Eruptivgesteinsstructurformen liegt darin, dass sie bei normaler Entwicklung die beiden Haupteruptivgesteinsformen von einander unterscheidet. Die körnige Structur ist die Normalstructur der Stockgesteine (Tiefengesteine), die porphyrische diejenige der Oberflächenergüsse (Ergussgesteine). Bei den Gang- und Lagergesteinen tritt entsprechend ihrer geologischen Stellung bald diese, bald jene Structurform auf.

Füllt ein Eruptivmagma einen der grossen Einsturzräume in tiefen Lagen der Erdrinde, so sind hier die Verfestigungsbedingungen durchaus andere, als wenn dasselbe Magma an die Erdoberfläche gelangte. In der Tiefe befindet sich dasselbe unter einem hohen Druck; dieser sowie die geringe Wärmeleitung der den Eruptivraum einschliessenden Gesteinsmassen, die selbst eine hohe Temperatur haben, bedingen, dass das im Magma enthaltene Wasser nicht rasch und plötzlich entweichen und die Temperatur des Magmas nur langsam sinken kann. Somit ändern sich die physikalischen und chemischen Verhältnisse im Magma nur sehr langsam und stetig. Es ist also selbstverständlich nicht so sehr die Form und Lage des entstehenden Gesteinskörpers, sondern die hierdurch gegebenen physikalischen Verfestigungsbedingungen (Druck und Temperatur), welche die Structur beeinflussen. Daher sollen von nun an nicht mehr die Bezeichnungen Stock- und Stromgesteine, sondern Tiefen- und Ergussgesteine gebraucht werden.

Mit sinkender Temperatur und abnehmendem Wassergehalt im Magma beginnt und schreitet fort die Übersättigung der Lösung und damit die Krystallausscheidung in demselben. Nach den oben mitgetheilten Regeln über die Reihenfolge der Ausscheidungen bilden sich nun Apatitnadeln, Zirkonsäulchen und Magnetitkryställchen — wir nehmen an, dass es ein granitisches Magma sei —, darauf hexagonale Biotittafeln ohne jede Behinderung der Formenentwicklung in dem bis dahin ausscheidungsfreien Magma. Gegen Ende der Glimmerbildung beginnt die Krystallisation der Kalknatronfeldspathe, die nur durch die schon vorhandenen Biotite und die gleichzeitige Ausscheidung vieler Individuen ihrer selbst in ihrer Formengestaltung ge-

stört werden können. Tritt später die Ausscheidung der Orthoklase ein, so können diese nur noch die idiomorphe Gestaltung gewinnen, wo sie nicht von ihresgleichen, von Plagioklas und Glimmer behindert werden. Der zuletzt krystallisirende Quarz kann nur noch die von den übrigen Gemengtheilen offen gelassenen Räume ausfüllen. Es werden also Apatit, Zirkon, Erze und Biotite idiomorph, Plagioklas und Orthoklas hypidiomorph und Quarz allotriomorph werden und bei dem stäten Schritt in der Temperaturabnahme und dem Austritt des Wassers kann keine Unterbrechung in der Reihenfolge der Ausscheidungen und dann Wiederaufnahme derselben Mineralbildung stattfinden. Die körnige Structur in der gegebenen Definition ist also nicht nur die thatsächliche, sondern auch die nothwendige Structurform der Tiefengesteine. — Abweichungen von dieser können nur durch exceptionelle Verhältnisse, wie z. B. an der unmittelbaren Grenzfläche gegen die durchbrochenen Gesteine hin durch raschere Abkühlung stattfinden.

Anders liegen die Verhältnisse bei den Ergussgesteinen. Unterscheiden wir in der Geschichte einer Eruptivgesteinsbildung den Abschnitt vor dem Eruptionsact als die in petrographischem Sinne vorgeschichtliche Periode, die Zeit zwischen dem Eruptionsbeginn und dem Austritt an die Erdoberfläche als die intratellurische Periode, so haben die Ergussgesteine diese beiden Abschnitte mit den Tiefengesteinen gemein. Sobald dann die in den Spalten aufsteigenden Magmen die Erdoberfläche erreichen und über diese sich ausbreiten, erfahren sie eine sprungweise Veränderung der Verfestigungsbedingungen. Sie stehen jetzt nur unter dem Atmosphärendruck und daher verringert sich ihr Wassergehalt rasch und z. Th. plötzlich, was chemisch bedeutet, dass sie plötzlich viel saurer werden. Dazu tritt der rasche Wärmeverlust durch die Berührung mit dem guten Wärmeleiter Luft und durch Strahlung. Das sind die neu hinzutretenden Factoren während der Effusionsperiode, die den Ergussgesteinen allein zukommt, den Tiefengesteinen gänzlich fehlt. Vielleicht schon während ihrer vorgeschichtlichen, jedenfalls während ihrer intratellurischen Periode gehen in dem Magma Mineralausscheidungen in der angegebenen Folge vor sich. Die aufsteigende Lava ist bereits die Trägerin von mehr oder weniger zahlreichen idiomorphen Gemengtheilen. Der noch vorhandene Magmenrest liefert z. Th. dieselben Krystallisationen, aber er verfestigt sich unter ganz abweichenden Bedingungen, bei rasch sinkender Temperatur und unter einfachem Atmosphärendruck. Das ist der Hiatus in der Geschichte eines Ergussgesteins, der Schnitt zwischen der intratellurischen und der Effusionsperiode. So ist denn die porphyrische Structur nicht nur die thatsächliche, sondern auch die nothwendige Structur der Ergussgesteine.

Nehmen wir an, das zum Ergussgestein werdende granitische Eruptivmagma sei in seiner intratellurischen Periode bis zur vollständigen Ausscheidung der Apatite, Zirkone, Magnetite, Biotite, bis zu fast vollendeter Ausscheidung der Plagioklase, bis zu ziemlich vorgeschrittener Ausscheidung des Orthoklas und bis zu beginnender Krystallisation des Quarzes gedieben, so wird, wie bei holokrystalliner Entwicklung, während der Effusionsperiode zuerst der Rest der Plagioklase und dann rascher und rascher der Rest des Orthoklases und Quarzes sich ausscheiden. Wir haben dann idiomorphe Einsprenglinge von Apatit, Zirkon, Magnetit, Biotit, Plagioklas, Orthoklas und Quarz in einer hypidiomorphen oder allotriomorphen Grundmasse von

Plagioklas, Orthoklas und Quarz. Man sieht, die Einsprenglinge sind ihrem Wesen nach die Bildungen der intratellurischen Periode, die Grundmasse besteht aus den Bildungen der Effusionsperiode.

Es ist leicht zu übersehen, welche Mannichfaltigkeit der Ausbildung dadurch möglich wird, dass der Hiatus zwischen intratellurischer und Effusionsperiode sich zeitlich verschiebt. — Ebenso erkennt man sofort, dass bei den Ganggesteinen körnige und porphyrische Structur sich ausbilden kann.

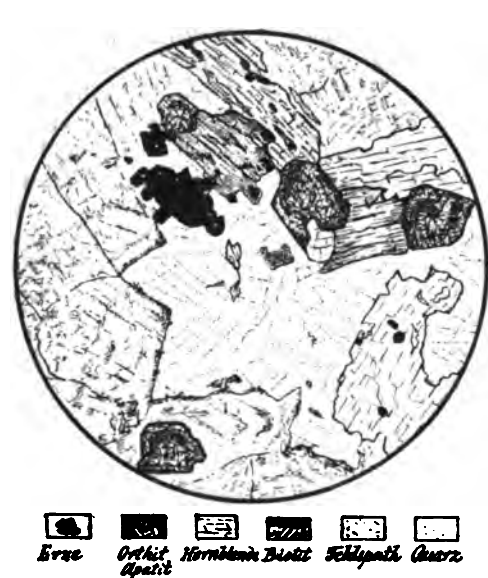


Fig. 5. Amphibolgranitit. Andlau, Vogesen. Vergr. 15 : 1.

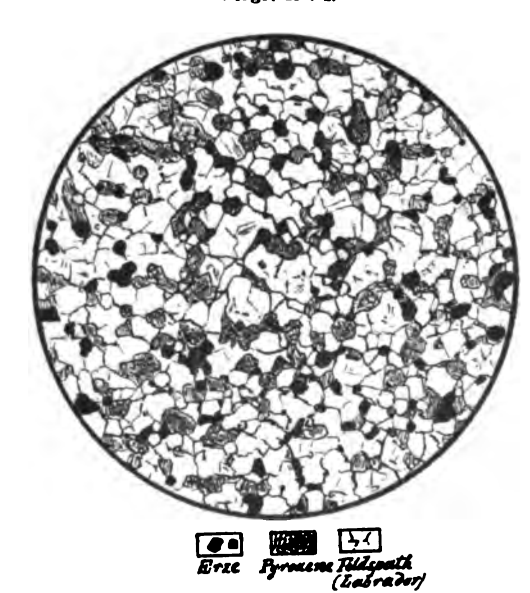


Fig. 6. Beerbachit. Frankenstein, Odenwald. Vergr. 15 : 1.

§ 50. Die körnige Structur bietet einfache und nur geringem Wechsel unterworfene Verhältnisse. Man kann bei derselben zwei vielfach ineinander übergehende Modificationen unterscheiden, je nachdem bei den Gemengtheilen die idiomorphe Begrenzung nur auf einen oder wenige Hauptgemengtheile und die Nebengemengtheile beschränkt ist, während die herrschenden Elemente hypidiomorph und allotriomorph sind, oder aber bei allen oder doch den meisten Gemengtheilen die idiomorphe oder doch angenähert idiomorphe Begrenzung die Regel bildet. Die erste heisse die hypidiomorph-körnige (Fig. 5), die zweite die panidiomorph-körnige Structur (Fig. 6); die erste ist die bei den Tiefengesteinen durchaus herrschende Structurform, die zweite ist bei manchen Ganggesteinen weit verbreitet und für diese (Aplite, Lamprophyre) charakteristisch.

Zufolge der recurrenzlosen Succession der Mineralbildungen bei

den körnigen Structurformen entwickelt sich oft deutlich, oft mehr versteckt eine Art roh centrischer Anordnung aus, insofern die im Magma vertheilten ältesten Ausscheidungen als Ansatzpunkte für die nächsten, diese wieder für die folgenden und so fort dienen. Geht man also von einem Gemengtheil in radialen Richtungen fort, so begegnet man gleichmässig immer denselben Gemengtheilen in ähnlichen Entfernungen. Zumal bei gewissen Tiefengesteinen (Gabbro, Norit) ist diese Anordnung oft überraschend deutlich.

Da bei den gesteinsbildenden Silikaten der Übergang aus dem amorphen in den krystallinen Zustand einer molekularen Verdichtung entspricht[1], so muss bei den körnigen (und den holokrystallin-porphyrischen) Gesteinen eine Volumabnahme gegenüber dem ursprünglichen Magma stattfinden. Die Gesteinselemente berühren sich deshalb nicht allseitig, sondern zwischen ihnen bleiben eckige Hohlräume, in welche die Krystallenden frei hineinragen. Man bezeichnet diese Ausbildung als miarolitisch.

Die miarolitischen Hohlräume sind bald so klein, dass man sie erst durch das Eindringen von farbigen Flüssigkeiten zur Wahrnehmung bringen kann, bald erscheinen sie als Drusenräume von grossen Dimensionen; dazwischen giebt es alle Übergänge. Das Charakteristische liegt immer darin, dass die in die kleinsten wie in die grössten Drusen hineinragenden Krystalle nicht auf deren Wänden aufsitzen, sondern sich in den Gesteinskörper hinein verfolgen lassen. Sobald diese miarolitischen Räume grösser werden, kann man fast stets wahrnehmen, dass in ihrer unmittelbaren Umgebung das Gesteinskorn grösser wird. Und so stehen diese Räume in einer engen Beziehung zu Manchem, was man als pegmatitische Bildungen beschrieben hat. Die miarolitischen Räume haben sich bisweilen auf pneumatolytischem Wege, bisweilen secundär durch Infiltration mit denselben Mineralien gefüllt, die das Gestein selbst aufbauen, und liefern dann pegmatitähnliche Gänge und Nester.

Durch die Verwitterungsproducte der Gesteine werden die miarolitischen Räume gefüllt und undeutlich gemacht. Bei gebirgsbildenden Vorgängen verschwinden sie durch die innere Zertrümmerung der Gesteinsmasse.

Mit der körnigen Structur der Tiefengesteine und gewisser Ganggesteine ist nicht selten ein, gewöhnlich als derbe bezeichneter Habitus gewisser Gemengtheile gegenüber dem glasigen Habitus derselben Gemengtheile in Ergussgesteinen verbunden. Man vergleiche den Orthoklas der Granite mit dem Sanidin der Liparite, die Elaeolithe der Elaeolith-

---

[1] Nach Versuchen von C. Barus (Bull. U. S. geol. Survey. No. 103. 1893. Washington) ergab ein Diabas mit dem spec. Gew. = 3,0178 ein glasiges Schmelzproduct mit dem spec. Gew. = 2,717. Das holokrystalline Gestein hat also ein um etwa 10% geringeres Volum, als das Diabasglas, welches nur wenig kleine Luftblasen enthielt. Die Volumzunahme vom Gestein bis zum Schmelzfluss desselben bei 1421° betrug rund 8%. Der Diabas wurde flüssig bei 1093° C.

syenite mit dem Nephelin der Phonolithe, den Diallag, Hypersthen und Bronzit der Gabbro mit denen der Pyroxene in den Andesiten u. s. w.

§ 51. Die porphyrische Structur beruht auf dem Gegensatz der Ausscheidungen während der intratellurischen (Einsprenglinge) und der Effusionsperiode (Grundmasse). Die Bildungen der intratellurischen Periode sind streng idiomorph, soweit sie nicht durch die Ergussbewegung und durch magmatische Resorption beschädigt wurden. Die magmatische Resorption ist allerdings wegen der plötzlichen und durchgreifenden Veränderung in der chemischen Natur des Magmas beim Austritt an die Erdoberfläche eine häufige Erscheinung. Überdies wird der Idiomorphismus der Einsprenglinge um so leichter gestört erscheinen, je grösser ihre Menge ist, d. h. je länger die intratellurische Periode gedauert hat. Von deren Dauer wird es auch abhängen, wie weit hinauf in der Reihe von 1) Phosphaten und Erzen, 2) farbigen Silikaten, 3) Kalk-, Alkalikalk- und Alkalisilikaten und 4) Quarz die Ausscheidung von Einsprenglingen stattgefunden hat. Hier gilt durchweg die Regel, dass niemals eine frühere Gruppe fehlt, wenn eine spätere vorhanden ist. Eine Beschränkung erfährt diese Regel nur durch die Beschaffenheit der Magmen, die nicht immer die Ausscheidung aller der vier Kategorien von Gemengtheilen gestatten.

Bei der Ausbildung der Grundmasse eines porphyrischen Gesteins wirken zwei Momente einander entgegen: die zu krystalliner Ausscheidung führende chemische Verwandtschaft in Verbindung mit dem erforderlichen Grade molekularer Beweglichkeit und die zu amorpher Erstarrung führende rasche Temperaturabnahme. Kommt vorwiegend das erste Moment zur Geltung, so wird die Grundmasse holokrystallin und das Gestein erhält die holokrystallin-porphyrische Structur. Tritt das erste Moment entschieden gegen das zweite zurück, so wird die Grundmasse amorph (glasig) erstarren und das Gestein hat vitroporphyrische oder vitrophyrische Structur. — Halten sich beide Momente innerhalb gewisser Grenzen das Gleichgewicht, so wird die Grundmasse aus einem Gemenge von krystallinen und amorphen Substanzen bestehen und das Gestein hat hypokrystallin-porphyrische Structur.

§ 52. Die holokrystallin-porphyrische Structur bedingt vollkommene Krystallisation des bei der Effusion noch vorhandenen Magmenrestes. Diese wird weit rascher verlaufen als die Krystallisation während der intratellurischen Periode; daher werden die Gemengtheile kleiner als die Einsprenglinge. Je länger die Molekularbeweglichkeit im Magma erhalten blieb, um so gröber wird das Korn der Grundmasse werden, um so länger konnte auch die magmatische Re-

sorption auf die Einsprenglinge wirken, um so unvollkommener werden wir also den Idiomorphismus dieser finden (Fig. 7).

Innerhalb der Ausscheidungen der Grundmasse ist die Reihenfolge der vier unterschiedenen Gruppen die gleiche, wie während der intratellurischen Periode. Aber hier finden wir die Regel, dass die früheren Gruppen nicht durch das Vorhandensein der späteren bedingt sind, mit der gleichen Beschränkung durch die chemische Natur des jeweiligen Magmas, wie oben bei den Einsprenglingen.

Bei holokrystallin-porphyrischer Structur kann man innerhalb der Grundmasse, ebenso wie bei der körnigen Structur im Gesammtgestein, panidiomorph-, hypidiomorph- und allotriomorph-körnige Ausbildung unterscheiden. Die erste deutet auf langsame, die letzte auf sehr rasche Abkühlung. Bei der idiomorph-körnigen Grundmasse ist wieder der Idiomorphismus proportional dem relativen Alter des Gemengtheils.

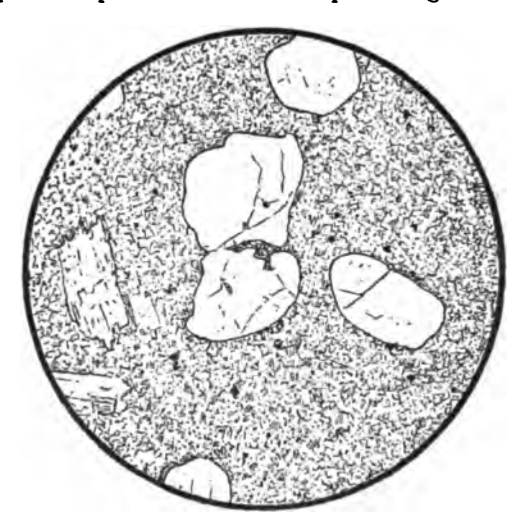


Fig. 7. Mikrogranitischer Quarzporphyr. Münster am Stein. Vergr 30 : 1.

§ 53. Die vitroporphyrische oder vitrophyrische Structur ist wohl nur höchst selten in absoluter Reinheit vorhanden, insofern während der Effusionsperiode immerhin krystalline Ausscheidungen, wenn auch nur in der Form von Mikrolithen, Krystalliten, Trichiten und in geringer Menge gebildet wurden. Die Einsprenglinge liegen dann in einer fast durchweg homogenen, structurlosen und isotropen Glasmasse, deren Farbe sich in verschiedenen Gesteinen infolge des wechselnden Eisengehaltes vom tiefen Braun bis zu voller Farblosigkeit abstuft (Fig. 8).

§ 54. Die hypokrystallin-porphyrische Structur ist mit der holokrystallin-porphyrischen und mit der vitrophyrischen durch alle Übergänge verbunden und doch bei typischer Ausbildung eine sehr eigenartig charakteristische. Die Übergänge in die holokrystallin-porphyrische sind zweierlei Art: ein primärer durch Abnahme der Glasbasis bis auf Null, wobei sie zur holokrystallin-porphyrischen mit paniodiomorph- oder hypidiomorph-körniger Grundmasse wird, und ein secundärer, wobei durch Mineralneubildungen nach der vollendeten Verfestigung des Gesteins die Glasbasis verschwindet. Dieser Über-

gang findet sich auch bei der vitroporphyrischen Structur und führt, da der Vorgang im starren Gestein verläuft, zu allotriomorph-körniger Grundmasse.

Bei normaler und unveränderter hypokrystallin-porphyrischer Structur besteht die Grundmasse aus vollkommen idiomorphen, oder auch hypidiomorphen, krystallinen Ausscheidungen und einer amorphen, glasigen Basis. Dabei sind zwei Haupttypen zu unterscheiden. Bei dem einen Typus schwimmen gewissermaassen idiomorphe Ausscheidungen der Effusionsperiode in einem continuirlichen Teig von Glasbasis, bei dem zweiten Typus ist die Glasbasis im Durchschnitt auf mehr oder weniger abgeschnittene kleine Flecken und Zwickel zwischen den sich vielfach berührenden und daher grösstentheils hypidiomorphen Gemengtheilen beschränkt; sie ist zu einer Zwischenklemmungsmasse (Mesostasis) geworden. Der erste Typus heisst der hyalopilitische (Fig. 9), der zweite der intersertale (Fig. 10). Auch zwischen diesen beiden Hauptformen der hypokrystallin-porphyrischen Structur bestehen deutliche Übergänge.



Fig. 8. Vitrophyr. Goatfell. Arran. Quarz (stark corrodirt) und Feldspath in mikrolithenreicher Glasbasis. Vergr. 15 : 1.

§ 55. Die bisher besprochenen Hauptstructurformen sind offenbar in erster Linie durch das Walten der chemischen Verwandtschaftskräfte in mannichfach wechselnder Modalität bedingt. In diesem Sinne kann man die wesentlichen Structurformen der Eruptivgesteine zum Unterschiede von denjenigen der Schichtgesteine und krystallinen Schiefer als stöchionome Structurformen bezeichnen.

Die Einsprenglinge der porphyrischen Gesteine wachsen oft noch während der Effusionsperiode im krystallirenden Magma weiter. Das kann man mit grosser Bestimmtheit aus dem Umstande schliessen, dass z. B. nicht selten die zonar gebauten Einsprenglinge von Pyroxenen in ihren äussersten Schalen genau die Farben und das optische Verhalten der Augitmikrolithe der Effusionsperiode besitzen. Dasselbe Verhältniss findet sich zwischen den äussersten Schalen der Feldspatheinsprenglinge und den Feldspathmikrolithen der Grundmasse. Demnach sind die Einsprenglinge der porphyrischen Gesteine petrogenetisch den centralen Theilen der Gemengtheile der körnigen Gesteine äquivalent. Es fällt daher auf, dass die in den Einsprenglingen

der porphyrischen Gesteine so häufigen Glaseinschlüsse so selten in denselben Gemengtheilen der körnigen Tiefengesteine beobachtet werden, während es sich mit den Flüssigkeitseinschlüssen augenscheinlich umgekehrt verhält. Wenn auch dieser Unterschied z. Th. nur ein scheinbarer sein mag, insofern wir die Tiefengesteine so selten in unverändertem Zustande vor uns haben, so ist er doch zweifellos vorhanden. Er erklärt sich wohl einerseits durch die weit kürzere intratellurische Periode der Ergussgesteine und das dadurch bedingte rasche, für die Aufnahme von Einschlüssen günstige Wachsthum, andererseits durch den mit fortschreitender Krystallisation der Tiefengesteine stets zunehmenden Wassergehalt der Magmenreste. Dass die Quarze der Granite bei einem weit höheren Wassergehalt des Magmas auskrystallisirten, als die Quarzeinsprenglinge der Liparite, beweist die mikroskopische Untersuchung widerspruchslos.

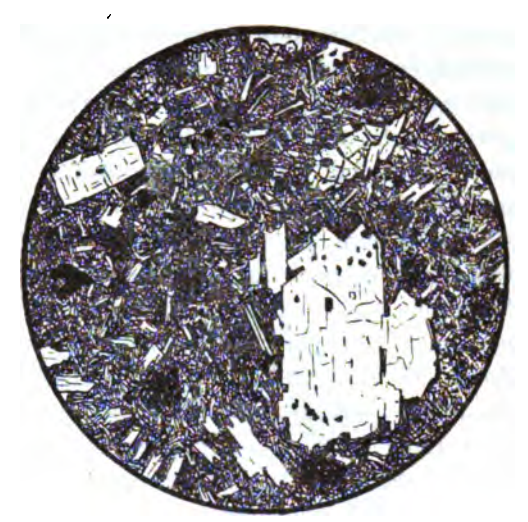


Fig. 9. Hypersthenandesit von Schemnitz. Erze, Plagioklase und Pyroxene bilden die Einsprenglinge. Die Grundmasse ist ein mit Plagioklas- und Augitmikrolithen erfüllter Glasteig. Vergr. 30 : 1.

Es giebt eine grosse Anzahl Modificationen der besprochenen Hauptformen der holokrystallin- und hypokrystallin-porphyrischen Structur, welche nur bei gewissen Gesteinsgruppen, nicht allgemein, vorkommen, oder welche lediglich durch den Formentypus und die Verwachsungsart der Ausscheidungen zweiter Generation bedingt werden. Dahin gehören die granophyrischen, mikrofelsitischen, pilotaxitischen u. a. Structuren. Das sind Specialfälle der obigen Kategorien, welche bei den betreffenden Gesteinstypen ihre Besprechung finden werden.



Fig. 10. Melaphyr. Schwarzenbach, Rheinpr. Vergr. 15 : 1.

§ 56. Structurübergänge zwischen den beiden Hauptformen der Eruptivgesteinsstructur kommen in grosser Mannichfaltigkeit vor, wie denn auch die für die Gesteinsverfestigung maassgebenden physi-

kalischen Bedingungen alle möglichen, zwischen den Extremen liegenden Verhältnisse darbieten können. Danach ist es nicht verwunderlich, wenn wir in einem und demselben Gesteinskörper selbst gelegentlich die Structurextreme nebeneinander auftreten sehen. In einem mächtigen Erguss wird man ganz naturgemäss von aussen nach innen die ganze Scala von der vitrophyrischen durch die hypokrystallin-porphyrische und die holokrystallin-porphyrische bis zu der hypidiomorph-körnigen oder panidiomorph-körnigen Structur in ununterbrochener Reihenfolge antreffen können, denn die Verfestigungsbedingungen sind im Innern gewaltiger Ergüsse und mächtiger Gänge wegen der schlechten Wärmeleitung der Gesteine sehr ähnlich, wie in einem Tiefengestein. — Umgekehrt wird man in einem Tiefengestein neben der normalen körnigen Structur in weiteren oder engeren peripherischen Zonen die verschiedenen porphyrischen Structuren beobachten können, denn hier sind die physikalischen Bedingungen der Gesteinsentwicklung ähnlich denen der Ergussgesteine. Nichtsdestoweniger bleibt die körnige die normale Structur der Tiefengesteine, die porphyrische die normale Ergussgesteinsstructur.

Von grossem Einfluss auf die Häufigkeit solcher Structurschwankungen ist die chemische Constitution der Magmen und der hiermit steigende und sinkende Schmelzpunkt derselben, womit denn auch die Dauer der Krystallisationsperiode ab- und zunimmt.

§ 57. Eine zweite Classe von Structurformen der Eruptivgesteine tritt gewissermaassen nur ornamental zu den obigen Hauptstructuren hinzu, ohne deren Charakter irgendwie wesentlich zu beeinflussen. Diese sind durch die **Anordnung** der Gemengtheile gegeben, welche einerseits durch deren gesetzmässige Aggregation selbst oder aber durch die fliessende Bewegung des krystallisirenden oder erstarrenden Magmas bedingt wird.

Die durch Mineralaggregation gegebene Anordnung ist, wenn sie überhaupt eine Regel erkennen lässt, immer eine mehr oder weniger sphäroidale, die durch die Bewegung des Magmas bedingte eine fluidale. — Es wurde oben (§ 50) hervorgehoben, dass in den körnigen Gesteinen durch die Succession der Ausscheidungen eine Art centrische Anordnung der Gemengtheile entstehe. Für gewöhnlich tritt dieselbe nicht als eine Art Kugelbildung in die Erscheinung, vielmehr hat man den Eindruck, dass in allen möglichen Durchschnitten eines körnigen Gesteins die Gemengtheile gleich gesetzlos durcheinander liegen; diese Anordnung ist eigentlich die Negation jeder Anordnung. Wo sie herrscht, spricht man von richtungsloser Structur.

§ 58. Die sphärischen oder kugligen Structuren der Eruptivgesteine lassen sich in zwei Gruppen bringen. Bei der einen

Gruppe sind alle oder einige Gemengtheile in concentrischen Schalen zu Kugeln gruppirt, wie in manchen Kugelgraniten, Kugeldioriten und im Kugelgabbro. Die verschiedenen Schalen bestehen aus verschiedenen Gemengtheilen oder aus denselben, aber in sehr verschiedenem Mengenverhältniss, und innerhalb der Schalen kann die Anordnung tangential, radial oder richtungslos sein (Fig. 11). — Bei der zweiten Gruppe ist die Anordnung der Gemengtheile radial und es findet keinerlei, oder doch kein nennenswerther Wechsel im Mineralbestande in Schalen statt. Dabei können alle Strahlen der sphärischen Aggregate stofflich gleich sein (Sphärokrystalle), oder es wechseln

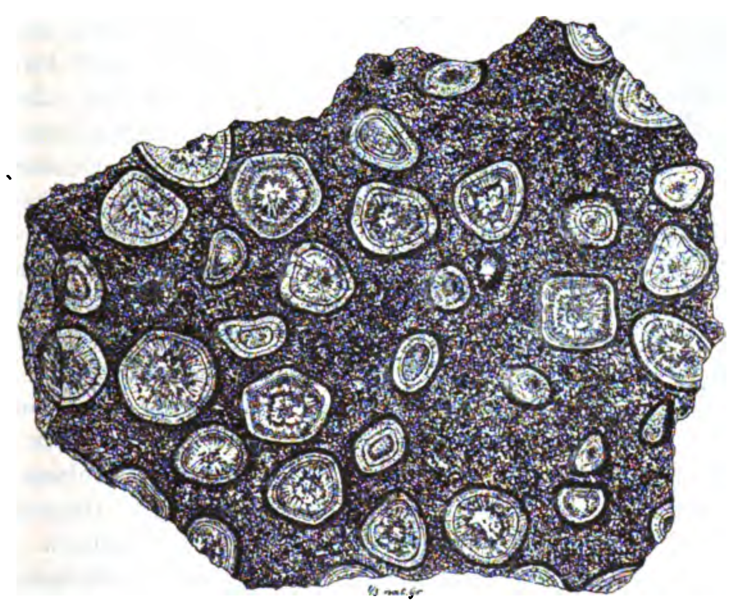


Fig. 11. Kugeldiorit. Sta. Lucia di Tallano, Corsica.

Strahlen verschiedener Substanz miteinander ab, z. B. von Quarz und Feldspath (Pseudosphärolithe), oder die Kugel besteht aus einem Gemenge von krystallinen Strahlen und Glas, bezw. Mikrofelsit oder aus Mikrofelsit und Glas, bezw. Mikrofelsit allein (Sphärolithe). — Es giebt auch kuglige Aggregationen in den Eruptivgesteinen ohne deutliche gesetzmässige Anordnung ihres Bestandes, wie bei manchen sogen. Turmalinsonnen in Graniten, bei den aus Feldspath und Quarz bestehenden Granosphäriten gewisser Quarzporphyre. — Zu der Gruppe der Pseudosphärolithe gehören auch die z. Th. als Grenzbildungen der Porphyrite und Diabase auftretenden Variolite. Je nach der Art der Kugelgebilde spricht man dann von kugliger, sphärolithischer, variolitischer u. s. w. Structur.

Verhältnissmässig sehr selten herrschen sphärische Structuren durch einen ganzen Gesteinskörper hin (Sphärolithfels); sie sind locale Phänomene in den Eruptivgesteinen. — In den Ergussgesteinen haben die stets auf die Grundmasse beschränkten sphärischen Gebilde geringe Dimensionen, vom Mikroskopischen bis zu wenigen Centimetern; selten erreichen sie Faustgrösse oder Kopfgrösse, wie in den sogen. Pyromeriden. In den Tiefengesteinen erreichen die Sphäroide Dimensionen bis zu einem Fuss und mehr Durchmesser. — Kuglige Structur und kuglige Absonderung sind streng auseinander zu halten.



Fig. 12. Vitrophyr. Auer an der Etsch, Tirol. Vergr. 15 : 1.

§ 59. Durch Strömungen im Magma während der Verfestigung desselben entstehen die Fluidalstructuren. Bei den Tiefengesteinen kommen sie mit Vorliebe an der Peripherie, seltener im Innern der Massen vor und gelangen durch eine der Strömungsrichtung entsprechende, parallele Anordnung der farbigen Gemengtheile (Biotit in Granit, Hornblende in Syenit und Diorit u. s. w.), seltener der farblosen, feldspäthigen Gemengtheile (Feldspath in Syenit und Elaeolithsyenit) zur Erscheinung[1]. — Bei Krystallisation unter heftiger Strömung kann mit der Parallelanordnung der bereits ausgeschiedenen und sich ausscheidenden Gemengtheile vielleicht auch eine randliche Zertrümmerung verbunden sein (Protoklase), die dem fertigen Gestein einen angenähert porphyrischen Charakter zu ertheilen vermag.

Grössere Mannichfaltigkeit erlangen die Fluidalstructuren bei den porphyrischen Gesteinen. Hier kommen sie bald durch die gleichförmige Lage der Einsprenglinge (Sanidin in Trachyt, Augit in Melaphyr), bald durch die parallele Anordnung und stromartige Häufung

---

[1] Eine durchgreifende Parallelordnung der Feldspathe in Tiefengesteinskörpern findet sich gern in Verbindung mit auffallend tafelförmiger Gestalt dieses Gemengtheils und plattenförmiger bis bankförmiger Absonderung im Gesteinskörper. Vorzügliche Beispiele hierfür liefern die Elaeolithsyenite. Die Ursache für diese Parallelstructur dürfte wohl mehr in dem Druck des nachsinkenden Hangenden, als in eigentlicher Fluctuation zu suchen sein.

der mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode, durch deren Einschnürung und Stauchung zwischen nahe aneinander liegenden Einsprenglingen (Fig. 12), durch einen lagenweisen Wechsel verschiedenartiger mikrolithischer und krystallitischer Ausscheidungen, bald durch schlieren- bis lagenartige Vertheilung primärer oder secundärer Pigmente, bald durch streifenartig wechselnde Ausbildung einer Glasbasis, durch linear geordnete Gasbläschen, durch parallel in die Länge gezogene Mandeln und Hohlräume, bald nur durch die stärkere Einwirkung der Atmosphärilien auf parallelen Ebenen, den blattartig übereinander liegenden Streckungs- oder Zerrungsebenen, zum Ausdruck. Wo hier die Bezeichnung parallel gebraucht wurde, muss man durchaus nicht immer an geradlinigen oder ebenflächigen Parallelismus denken. Die Stauchungen im Magma entwickeln vielmehr oft die verworrensten Biegungen und Knickungen, wie das ja auch die Oberfläche vieler Lavaströme im Grossen zeigt. — Folgt nun die Verwitterung und mineralische Umwandlung der Ergussgesteine den durch solche geknickte und gebogene Zerrungsebenen vorgeschriebenen Bahnen, wie das z. B. in manchen Pechsteinen der Fall ist, so entsteht gelegentlich eine scheinbare Breccien- oder Kugelstructur.

§ 60. Auf die Art der Raumerfüllung des Gesteins bezieht sich eine Anzahl von Structurformen, die in dem Gegensatz von compact und poros ihren allgemeinsten Ausdruck finden. Compact heisst ein Gestein, wenn der gesammte Gesteinsraum auch von Gesteinsmasse erfüllt ist; andernfalls heisst das Gestein poros. Man unterscheidet dabei nach Zahl, Grösse und Form der Hohlräume folgende Unterabtheilungen. Bei poroser Structur im engeren Sinne sind viele kleine, rauhwandige Hohlräume vorhanden; sind die Hohlräume grösser, dabei ebenflächig und rauhwandig, so ist die Structur zellig; bei cavernoser Structur sind die Hohlräume zollgross und darüber; — tubulos heisst die Structur, wenn die Hohlräume cylindrisch sind, ohne Unterschied ob rauh- oder glattwandig. — Bei blasiger oder vesiculoser Structur sind die Wandungen glatt und krummschalig; werden die Wände zwischen den Hohlräumen sehr dünn, dann heisst die Structur schaumig oder schwammig. — Scorios oder schlackig heisst ein Gestein mit stark in die Länge gezogenen glatt- oder rauhwandigen Höhlungen. — Sind die Hohlräume mehr oder weniger mit secundären Mineralbildungen erfüllt, so hat man die Mandelsteinstructur.

Das Alter der Eruptivgesteine.

§ 61. Dass die Bildung von Ergussgesteinen ein noch fortdauernder geologischer Vorgang ist, beweisen die Vulkane augenschein-

lich, und dass ergussförmige Eruptivgesteine in sehr verschiedenen Perioden der Erdgeschichte gebildet worden sind, ist niemals ernsthaft bezweifelt worden. Wohl aber hat man aus der Thatsache, dass die hypidiomorph-körnigen Tiefengesteine, die uns zugänglich sind, zum grossen Theil ein hohes, wenigstens palaeozoisches Alter haben, geschlossen, dass die Bildung dieser ein längst abgeschlossener Act in der Geschichte unserer Erde sei. Nun kennt man aber eine grosse Zahl von verhältnissmässig jugendlichen Graniten, Dioriten, Gabbro u. s. w., die jenen Schluss widerlegen. Aber selbst wenn kein einziges derartiges Beispiel bekannt wäre, so würde doch die Fortdauer der vulkanischen Phänomene auf der Erde auch die Fortdauer der Tiefengesteinsbildung beweisen, denn Oberflächenergüsse haben nothwendig Tiefengesteinsbildung zur Begleitung. Dass die meisten uns bekannten Tiefengesteine hohes Alter haben, ist leicht erklärlich; die jüngeren sind noch nicht blossgelegt. Zu dieser Blosslegung bedarf es der Hebungen, Faltungen und enormer Denudationen, die wiederum den Ablauf langer geologischer Perioden zur Voraussetzung haben, und überdies in sehr ungleichmässiger Weise über die verschiedenen Gebiete der Erde vertheilt sind. Wo gewaltige Verwerfungen oder Faltungen in jüngeren Abschnitten der Erdgeschichte uns einen Einblick in grosse Tiefe erschlossen, wie in den Alpen und den südamerikanischen Anden, da haben wir auch die tertiären Granite und Diorite. Der Unterschied der Tiefengesteine und Ergussmassen ist kein geochronologischer, sondern ein geobathrologischer.

§ 62. Aus der Thatsache, dass die Gesteinslehre zunächst in Deutschland und den andern europäischen Ländern nördlich der Alpen geschaffen und ausgebaut wurde, erklären sich manche Anschauungen, deren Erlöschen schon heute vorauszusehen ist, obschon sie noch immer eine starke historische Nachwirkung ausüben. Zu diesen gehört die Vorstellung von der Abhängigkeit gewisser Gesteinsbildungen von dem geologischen Zeitalter. Eruptivvorgänge begleiten die und folgen den grossen geotektonischen Bewegungen. Nun fanden diese für Deutschland und einen grossen Theil des nördlichen Europa, wenn wir von früh palaeozoischen absehen, vorwiegend gegen den Schluss der palaeozoischen und in der Tertiärzeit statt. Daher finden wir in den deutschen Gebirgen vorwiegend carbonische und permische und dann tertiäre Eruptivgesteine, die sich ganz natürlich bis zu den recenten Lavaergüssen fortsetzen. Die ganze mesozoische Zeit war für Deutschland und seine ausseralpinen Nachbarländer eine Zeit vulkanischer Ruhe. Hierdurch gewöhnte man sich daran, zwischen den Ergussgesteinen der palaeozoischen Zeit einerseits, den tertiären und recenten andererseits eine Scheidelinie zu ziehen. Man wurde in der

Vorstellung von der Verschiedenheit dieser Gruppen bestärkt einerseits durch gewisse äusserliche und secundäre Unterschiede im Habitus, welche z. Th. durch die Einwirkung der Atmosphärilien und anderer metasomatischer Factoren hervorgerufen wurden, andererseits durch den Umstand, dass bei den palaeozoischen Ergussgesteinen so oft die charakteristischen vulkanischen Begleiterscheinungen (Tuffe, Lapilli, Bomben, Schlacken) fehlen, eine Folge ihrer leichten Zerstörbarkeit, oder in etwas veränderter Form vorliegen. Eine weitere mächtige Stütze fand die Vorstellung von der hohen Bedeutung des geologischen Alters für die Ergussgesteine in der Thatsache, dass diese durch die ganze Art ihres Auftretens weit deutlicher den Stempel der Zeit an sich tragen, als die Tiefengesteine. Sie sind überaus oft in angenähertem oder vollständigem Parallelismus den Sedimentbildungen ein- und zwischengelagert und stellen sich somit als integrirende Theile der Sedimentformationen dar. Auch wäre es vollkommen unberechtigt, wollte man die Entstehungszeit der Ergussgesteine und aller Eruptivgesteine überhaupt vernachlässigen. Ihre sichere Bestimmung ist von der grössten Bedeutung für die Geschichte der Erde; nur muss man sich nicht zu der Ansicht verleiten lassen, dass eine Beeinflussung der stofflichen und structurellen Natur der Eruptivgesteine durch ihr Alter statthabe. Die Gesteinslehre liefert zur Stütze einer solchen Ansicht keine einzige Thatsache und die Überlegung zeigt ihre Unhaltbarkeit.

Wir begegnen z. B. porphyrischen Ergussgesteinen mit intersertaler Structur, welche wesentlich aus Labrador, einem thonerdearmen Pyroxen, Olivin und Eisenerz bestehen und idente chemische Zusammensetzung haben im Cambrium von Wales, im Silur Schwedens, im Devon Australiens, im Carbon des nördlichen England, im Perm des Saar-Nahe-Gebiets, in der Trias der Südalpen und des Connecticutthales, in der Kreide des Libanon, im Miocän Deutschlands, unter den recenten Laven zahlreicher Vulkane, und nennen sie nach ihrem vortertiären, tertiären und recenten Alter Olivindiabase, Melaphyre, Basalte und basaltische Laven. Wie man sich von dem Vorurtheil freigemacht hat, dass basaltische Laven der Art nach verschieden seien von Basalten, so muss man auch anerkennen, dass ein Braunkohlen-Basalt nicht etwas specifisch Verschiedenes ist von einem cretacischen, triadischen, permischen, carbonischen Basalt, den wir Melaphyr, von einem devonischen, silurischen und cambrischen Basalt, den wir Olivindiabas nennen. Die Unterschiede, welche wir in gewissen Fällen wahrnehmen können, entwickelten sich während der metasomatischen Periode durch die längere oder kürzere, energischere oder weniger energische Einwirkung der Atmosphärilien oder gebirgsbildender Processe.

Mit einem gewissen Schein des Rechts darf man allerdings den Satz aufstellen, dass wir keine Ergusssteine vom Alter des sogen. Grundgebirges kennen. Bei der Behandlung der krystallinen Schiefer wird sich die Gelegenheit zur Prüfung dieses Satzes bieten.

§ 63. Während bei den eruptiven Oberflächenergüssen eine

sichere Bestimmung ihrer Eruptionszeit in gewissen Grenzen durch Feststellung ihres Liegenden und ihres Hangenden gegeben ist, wäre die Anwendung derselben Methode für die Bestimmung des Alters eines Tiefengesteins und eines intrusiven Lagers eine Quelle von Irrtümern. Ein intrusives Lager in carbonischen Schichten kann jedes Alter vom Carbon bis zur Jetztzeit, ein Lakkolith im Silur jedes Alter vom Silur aufwärts haben.

Auch ist zur Altersbestimmung der Eruptivgesteine aus ihrem tektonischen Verbande wohl zu berücksichtigen, ob sie ihre heutige Stellung im Schichtverbande dem Eruptionsacte als solchem verdanken, oder ob sie dieselbe erst durch Bewegungen in der Erdrinde erhielten, die jünger sind als ihre Eruption. Man würde irren, wenn man die Gotthardgranite für jünger als Jura halten würde, weil sie jurassische Schichten zu durchbrechen scheinen. Sie sind erst durch jüngere Alpenfaltung in die durchgreifende Lagerung gegenüber dem Lias von Andermatt gelangt.

Die metasomatische Periode der Eruptivgesteine.

§ 64. Mit dem Augenblick der vollendeten Verfestigung eines Eruptivgesteins tritt dasselbe in eine neue Phase seiner Geschichte ein, die wir als die metasomatische Periode bezeichnen. Die Vorgänge dieser Periode sind nicht bildende, sondern umbildende, z. Th. zerstörende. So weit diese Vorgänge als eigentliche Verwitterung und als Zersetzung aufzufassen sind, wurde oben (§ 38 und § 39) bereits das Wichtigste hervorgehoben. Da diese durch die Atmosphärilien, durch Thermen und durch Gasemanationen bewirkten Veränderungen sich im festen Gestein ohne wesentliche Ortsveränderung des Gesteins als Ganzen und seiner Theile zu einander vollziehen, so wird in den meisten Fällen auch bei durchgreifendem stofflichem Wechsel die Structur in ihren grossen Zügen erhalten bleiben. Es kann wohl eine vitrophyrische oder hypokrystallin-porphyrische Structur in eine holokrystallin-porphyrische übergehen, aber eine porphyrische Structur nicht wohl in eine körnige.

Auch die Form der Gemengtheile bleibt im Allgemeinen bei diesen Vorgängen hinreichend erhalten, um die Bestimmung derselben, wie bei Pseudomorphosen, zu ermöglichen. Die Verwitterung und Zersetzung ist ja eigentlich eine echte Pseudomorphosenbildung. Wer einen frischen Diabas kennt, wird unschwer auch in dem durch Verwitterung entstehenden Gemenge von Thon, Limonit, Chlorit, Calcit und Quarz die eigenthümliche Structur und den Mineralbestand dieser Gesteine wiedererkennen. Ein verkieselter Labradorporphyrit, der keine Spur von Feldspath und Augit mehr enthält, zeigt dennoch wie

bei einem verkieselten Holzstück oft noch die Structur der Grundmasse, die Form der Einsprenglinge so deutlich, dass die Bestimmung des ursprünglichen Gesteins keine Schwierigkeit bietet. Immerhin fehlt es auch nicht an Beispielen, dass die Verwitterung und Zersetzung die ursprünglichen Zustände vollkommen verwischt, wie in vielen opalisirten Andesiten und Trachyten.

§ 65. Ausser der Verwitterung und Zersetzung giebt es zwei grosse Gruppen von Umwandlungsvorgängen, welche man als Metamorphose der Gesteine zusammenfasst und nach ihren Ursachen als Contactmetamorphose und Dynamometamorphose (regionale, mechanische oder Dislocationsmetamorphose) unterscheidet.

§ 66. Die Contactmetamorphose ist an die Berührung zweier Gesteine gebunden, von denen das eine vorwiegend Umwandlungen bedingt und hervorruft, das andere sie erleidet. Das die Umwandlung bedingende Gestein ist immer ein Eruptivgestein, das die Umwandlung erfahrende kann ein eruptives, ein geschichtetes Gestein oder ein krystalliner Schiefer sein. Nicht selten erfährt auch das umwandelnde Eruptivgestein gewisse Veränderungen in seinem Bestande und in seiner Structur: diese heissen endomorphe, die Veränderungen im umgewandelten Gestein heissen exomorphe Contactwirkungen. Im Allgemeinen sind die Contactwirkungen lediglich die Folge der durch den Contact gegebenen physikalischen Verhältnisse, seltener findet eine directe stoffliche Beeinflussung des einen Gesteins durch das andere statt.

An der Berührung des eruptiven mit dem durchbrochenen Gestein verliert das erste rasch an Wärme und verfestigt sich also unter andern Verhältnissen als fern der Grenze. So entstehen endomorphe Grenzstructuren (porphyrische, sphäroidische u. s. w.); auch können sich hier Mineralbildungen vollziehen, die der Hauptmasse fehlen (Augit statt Hornblende u. s. f.). Das durchbrochene Gestein wird am Contact mit dem eruptiven eine Temperaturerhöhung erfahren, wohl auch durch den Austritt des Wassers aus dem krystallisirenden Magma durchfeuchtet und in einen Zustand der Molekularbeweglichkeit versetzt, der eine Neuanordnung und Umkrystallisation seines Bestandes erlaubt, wodurch nicht selten jede Spur der ursprünglichen Structur zugleich mit dem ursprünglichen Mineralbestande verschwindet. So kennen wir Diabase, Augitporphyrite u. s. w. im Contact mit Tiefengesteinen, die statt aus Labrador, Augit und Titaneisen aus Biotit, Amphibol, Granat, Epidot, Titanit, Calcit, Quarz bestehen und eine ganz fremde Structur (Hornfelsstructur) angenommen haben.

Die an jeder Gesteinsgrenze, also auch an der Berührung eines Eruptivgesteins mit einem durchbrochenen, besonders energischen Ver-

witterungsphänomene fallen nicht unter den Begriff der Contactmetamorphose.

§ 67. Als Dynamometamorphose bezeichnen wir die Gesammtheit der in einem Gestein unter der Einwirkung gebirgsbildender Vorgänge sich vollziehenden Veränderungen im Mineralbestande und in der Structur. Das geologisch Unterscheidende der Dynamometamorphose gegenüber der Contactmetamorphose liegt in ihrer Unabhängigkeit von der Grenze eines Eruptivgesteins und damit in ihrer häufigen Erstreckung über grössere Bezirke (daher Regionalmetamorphose), welche eben von den orogenetischen Vorgängen betroffen wurden. Da die Ursache für gebirgsbildende Processe im Druck zu suchen ist, so betrachten wir den Druck als wirkenden Factor bei der Dynamometamorphose, wobei es dahingestellt bleiben mag, ob er unmittelbar als solcher wirkt, oder mittelbar, etwa durch Temperaturerhöhung. Dass er unmittelbar umwandelnd auf die Structur der betroffenen Eruptivgesteine wirkt (durch Pressung, Zermalmung, Verschiebung, Streckung, Schieferung) ist zweifellos; — ob er unmittelbar auch chemisch umwandelnd wirke, ist nicht erwiesen, aber wahrscheinlich. Jedenfalls erleichtert er durch innere Zermalmung den Zugang umwandelnder Agentien und vergrössert ausserordentlich die Angriffsfläche, von der aus sie wirken können.

Bei der Dynamometamorphose haben wir also Ortsveränderung im Gestein und damit die Ausbildung einer neuen Structurform, welche die ursprüngliche Eruptivgesteinsstructur mehr oder weniger verschleiern kann. Bei extremen Graden der Dynamometamorphose verlieren die Eruptivgesteine nicht selten vollständig nicht nur ihren normalen Mineralbestand und ihre Structur, sondern auch ihre geologische Erscheinungsform und sind daher in keinem Sinne mehr, was sie ursprünglich waren. Sie werden dann krystalline Schiefer; so entstehen viele Grünschiefer aus Gabbro, viele Sericitschiefer aus Quarzporphyr, viele Amphibolite aus Diabas u. s. w.

Die Systematik der Eruptivgesteine.

§. 68. Aus dem Begriff des Eruptivgesteins als eines zu geologischer Gestaltung gelangten Theils des Erdmagmas ergiebt sich, dass ein natürliches System der Eruptivgesteine sich auf die geologische Erscheinungsform und die stoffliche Natur derselben gründen muss. Die erstere ist von so maassgebendem Einfluss auf die Entwicklung der Hauptstructurformen, dass damit zugleich auch der Structur Rechnung getragen wird. Die stoffliche Natur findet ihren Ausdruck in der chemischen und mineralischen Zusammensetzung.

Somit ordnen wir die Eruptivgesteine in drei Hauptgruppen:

1) die Tiefengesteine, 2) die Ganggesteine, 3) die Ergussgesteine.

Die stoffliche Natur eines Eruptivgesteins ist nicht immer ohne weitere Hilfsmittel durch das blosse Auge zu erkennen, wohl aber die Structur, aus welcher auf die geologische Stellung ein Rückschluss berechtigt ist. Jeder, der sich einige Kenntniss der Eruptivgesteine erworben hat, wird unschwer aus der Structur erkennen, ob in einem gegebenen Falle ein Tiefen-, Gang- oder Ergussgestein vorliege, aber auch der erfahrene Petrograph wird nicht immer ohne genauere Untersuchung angeben können, welches besondere Eruptivmagma vorliege. Die Granite stehen den Syeniten, Dioriten und Gabbros näher nach ihrem ganzen Habitus, der doch nur der Ausdruck für einen bestimmten Entwicklungsgang ist, als den Quarzporphyren und Lipariten.

Dass die Bestimmung des geologischen Charakters aus der Structur unsicher werden kann, ist aus dem Kapitel über die Structur der Eruptivgesteine einleuchtend. Auf die Gesteinsbenennung pflegt diese Unsicherheit ohne Einfluss zu sein. Ein Granitporphyr ist ein Granitporphyr, ob er in der normalen Gangform, oder als Grenzfacies eines Granitstocks, oder endlich als centrale Facies eines Quarzporphyrs auftrete.

Will man sich den durchgreifenden Unterschied der Tiefen- und Ganggesteine anders als durch die äussere Form klar machen, so kann man sagen, dass bei den Tiefengesteinen die durch das Nebengestein bedingte Modification der Structur nur eine ganz peripherische, bei den Ganggesteinen eine durch und durch gehende, wenn auch meistens randlich gesteigerte ist. So erklärt sich denn auch die central oft hypidiomorph-körnige Ausbildung in sehr mächtigen Gängen, sowie die so oft identische Ausbildung der Intrusivlager und kleineren Lakkolithe mit derjenigen der Gänge. — Das die Tiefen- und Ganggesteine gemeinschaftlich von den Ergussgesteinen unterscheidende Moment ist das Fehlen der atmosphärischen Einwirkung auf die Structur. Bei Ganggesteinen und Intrusivlagern ändert sich die Structur symmetrisch von den Rändern nach der Mitte, bei den Ergussgesteinen unsymmetrisch von der Strommitte nach dem Liegenden und Hangenden, da hier das Liegende ein Gestein, das Hangende die Atmosphäre ist.

§ 69. In den beiden grössten und wichtigsten und ihrer ganzen Ausbildung nach am meisten differenten Gruppen der Tiefengesteine und Ergussgesteine werden die einzelnen Familien nach ihrer im Mineralbestande zum Ausdruck kommenden chemischen Constitution unterschieden.

Bei den Tiefengesteinen kennt man folgende Familien:

1) Die Familie der Granite, charakterisirt durch herrschende Alkalifeldspäthe und reichlichen Quarz.
2) Die Familie der Syenite, charakterisirt durch herrschende Alkalifeldspäthe bei geringem oder fehlendem Quarzgehalt.
3) Die Familie der Elaeolith- und Leucitsyenite; neben Alkalifeldspäthen ist Leucit, Nephelin (Elaeolith) oder ein diese vertretendes Silikat vorhanden. Quarz fehlt ganz; farbige Gemengtheile sind meistens spärlich.

4) Die Familie der Diorite. Herrschende Kalknatronfeldspäthe werden von Biotit, Hornblende und Pyroxen begleitet; Quarz kann vorhanden sein oder fehlen.
5) Die Familie der Gabbro und Norite. Basische Plagioklase sind mit Diallag, rhombischem Pyroxen oder Hornblende verbunden; Quarz fehlt ganz oder ist sehr untergeordnet, Olivin ist oft vorhanden.
6) Die Familie der Peridotite und Pyroxenite umfasst feldspathfreie Gabbrogesteine.
7) Die Familie der Essexite; alkalireiche Gesteine von augitdioritischem Charakter; Nephelin oder verwandte Mineralien erscheinen accessorisch.
8) Die Familie der Theralithe und Shonkinite. Neben Plagioklas oder Kalifeldspath ist Nephelin vorhanden; die farbigen Gemengtheile treten stark hervor.
9) Die Familie der Ijolithe und Missourite. Nephelin oder Leucit liefern den farblosen Gemengtheil, verbunden damit ist Pyroxen.

§ 70. Bei den Ergussgesteinen unterscheidet man noch gegenwärtig nach dem geologischen Alter eine vortertiäre Reihe (palaeovulkanische Ergussgesteine) von einer tertiären und nachtertiären Reihe (neovulkanische Ergussgesteine). — Die Hauptabtheilungen sind unter jeweiliger Voranstellung der neovulkanischen Formen, wo diese von den palaeovulkanischen unterschieden werden:

1) Die Familie der Liparite, Pantellerite und Comendite, sowie der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre. Sie entspricht der Familie der Granite unter den Tiefengesteinen.
2) Die Familie der Trachyte, sowie der quarzfreien Porphyre und Keratophyre; sie entsprechen den Syeniten.
3) Die Familie der Phonolithe und Leucitophyre; sie entspricht den Elaeolith- und Leucitsyeniten.
4) Die Familie der Dacite und Quarzporphyrite; sie entspricht den Quarzdioriten.
5) Die Familie der Andesite und Porphyrite; sie entspricht den Dioriten.
6) Die Familie der Basalte, sowie der Melaphyre und Diabase; sie entspricht den Gabbros. Ihnen schliesst sich an
7) die Familie der Pikritporphyrite, entsprechend den Peridotiten.
8) Die Familie der Trachydolerite, entsprechend den Essexiten.

9) Die **Familie der Tephrite und Basanite**; sie entspricht den Theralithen.
10) Die **Familie der Leucitgesteine**, entsprechend dem Missourit.
11) Die **Familie der Nephelingesteine**, entsprechend dem Ijolith.
12) Die **Familie der Melilithbasalte.**
13) Die **Familie der Limburgite und Augitite**; sie entsprechen einer Unterabtheilung der Theralithe.

§ 71. Die **Gruppe der Ganggesteine** zerfällt in drei Untergruppen, deren erste, die **granitporphyrischen Ganggesteine**, chemisch mit den Tiefengesteinen identisch ist, sich aber von diesen durch ausgesprochen porphyrische Structur unterscheidet. Dagegen sind die **aplitischen** und die **lamprophyrischen Ganggesteine** als polar entgegengesetzte Spaltungsproducte der in den Tiefengesteinen vorliegenden Magmen aufzufassen, welche bald in panidiomorph-körniger, bald in porphyrischer Entwicklung vorliegen. An die aplitischen Ganggesteine schliessen sich noch die **pegmatitischen** Formen an.

Altes Fundament ehrt man, darf aber das Recht nicht aufgeben, irgendwo wieder einmal von vorn zu gründen. GOETHE.

Tiefengesteine.

§ 72. Die Tiefengesteine sind holokrystallin und phaneromer bei kleinem, mittlerem oder grobem, seltener feinem oder grossem Korn. Eine Grundmasse fehlt ihnen gänzlich. Wo eine Art Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse vorkommt, wie das zumal bei den saureren Typen der Fall ist, sind die Einsprenglinge kaum je streng idiomorph, die Grundmasse phaneromer, die Structur mehr porphyrartig als porphyrisch. Die Normalstructur der Tiefengesteine ist die hypidiomorph-körnige.

Die Familie der granitischen Gesteine [1].

§ 73. Alle Glieder der Granitfamilie sind bei hypidiomorph-körniger, nicht selten in's Porphyrartige neigender Structur durch die Mineralcombination Alkalifeldspath-Quarz charakterisirt. — Als Alkalifeldspäthe kommen vor Orthoklas, Mikroklin, Albit, Mikroperthit, Mikroklinmikroperthit und hie und da Anorthoklas. Je nachdem neben den Alkalifeldspäthen in den granitischen Gesteinen Kalknatronfeldspäthe (Oligoklas, Andesin, selten saure Labradore) vorkommen oder fehlen, unterscheidet man die zwei Hauptabtheilungen: Alkalikalkgranite und Alkaligranite. Die bestimmende Combination Alkalifeldspath-Quarz wird in beiden Abtheilungen, meistens reichlicher in der ersten als in der zweiten, begleitet von Mineralien der Glimmer-, Amphibol- oder Pyroxen-Familie. — Als Nebengemengtheile finden sich kleine Mengen von Eisenerzen (Magnetit, Eisenglanz), von Apatit und von Zirkon. —

---

[1] Der Ursprung des Namens Granit ist unbekannt. In der Literatur des klassischen Alterthums kommt er nicht vor; er tritt zuerst bei italienischen Schriftstellern des 16. Jahrhunderts in Anwendung auf grobkörnige, gemengte Gesteine überhaupt auf. Die jetzige Bedeutung hat sich allmählig herausgebildet und ist wohl zuerst fixirt bei WALLERIUS: saxum e quarzo, spatho scintillante et mica compositum.

Unter den Übergemengtheilen treten Titanit, Cordierit, Orthit, Topas, Granat hervor; Turmalin ist ein häufiger vikariirender Übergemengtheil.

§ 74. Orthoklas und Mikroklin, welche man nur auf optischem Wege unterscheiden kann, bilden nach M dicktafelförmige, seltener nach der Kante P/M säulenförmige Individuen von meist derbem, wenn sehr frisch, adularähnlichem Habitus. Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz sind häufig, solche nach dem Bavenoer und Manebacher Gesetz recht selten. — Die rechtwinklige Spaltung nach P und M ist die kennzeichnende Eigenschaft. Die Farbe ist weiss oder röthlich in verschiedenen Nüancen vom Lichtrosa- bis zum Ziegelrothen, auch gelblich, seltener grünlich oder bläulich. — Orthoklas und Mikroklin sind oft Na-reich, auch wo nicht schon mit blossem Auge und Loupe, oder mit dem Mikroskop, die perthitische Durchdringung mit Albit (oft leichter erkennbar auf M als auf P) nachweisbar ist. — Es giebt Granite, die nur Mikroklin als Kalifeldspath führen, solche die nur Orthoklas, und solche die beide Kalifeldspäthe enthalten. Die zweite Gruppe ist die verbreitetste. — Der Albit als selbständiger Gemengtheil ist auf die Alkaligranite beschränkt; er bildet hier dem Orthoklas ähnliche Individuen von meistens heller, weisser, gelblicher, bläulicher, sehr selten von röthlicher Farbe. Die Spaltflächen nach P zeigen deutliche Zwillingsriefung. In perthitischer Verwachsung mit Orthoklas und Mikroklin ist er sehr verbreitet. — Der Anorthoklas als granitischer Gemengtheil wird in neuerer Zeit oft angegeben, ist aber nur selten sicher nachgewiesen, vergl. Analyse 1 (S. 74).

Die Trübung der Orthoklase und Mikrokline ist nur selten eine durchaus primäre durch winzige Flüssigkeitseinschlüsse, weit häufiger secundär durch Infiltrations- (Limonit, Hämatit, Calcit) oder Zersetzungsproducte (Muscovit, Kaolin), welche den Blätterdurchgängen folgen. Die Umwandlung der Feldspäthe in Muscovit und in Kaolin ist allgemein verbreitet. — Die Unterscheidung von Orthoklas und Mikroklin wird bei den Graniten durch die fast durchweg vorhandene Gitterstructur des letzteren erleichtert; doch fehlt sie bisweilen bei pegmatitischer Ausbildung und auch sonst wohl. — Eine Umwachsung des Orthoklas und Mikroklin mit Oligoklas scheint auf Granite mit porphyrartiger Structur beschränkt (Rapakiwi); — das Umgekehrte ist sehr verbreitet. — Zwischen Mikroklinmikroperthit und Anorthoklas vollziehen sich Übergänge durch den Mikroklinkryptoperthit hindurch.

Der Kalifeldspath wird unter der Einwirkung von Wasser und Kohlensäure, d. h. durch Verwitterung entweder in Muscovit (Pinitoid) umgewandelt nach der Gleichung

$$K_3Al_3(Si_3O_8)^3 + H_2O + CO_2 = KH_2Al_3(SiO_4)^3 + K_2CO_3 + 6SiO_2,$$

oder in Kaolin nach der Gleichung

$$2[K_3Al_3(Si_3O_8)^3 + 6H_2O + 3CO_2 = 3(H_4Al_2Si_2O_9) + 3K_2CO_3 + 12SiO_2.$$

Bei beiden Vorgängen wird die gleiche Menge Kieselsäure frei.

Oligoklas und Andesin bilden ebenfalls nach M tafelförmige Krystalloide von meistens hellen, weissen, gelblichen, grünlichen, selten röthlichen Farben. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allgemein, daneben diejenige nach dem Karlsbader Gesetz sehr verbreitet. Zonarstructur mit nach aussen zunehmender Acidität ist oft mikroskopisch erkennbar. Die Zwillingsstreifung auf P ist deutlich, solange die Plagioklase frisch und glasglänzend sind, sie verschwindet mehr und mehr, wenn sich infolge von Verwitterung Wachsglanz oder erdigmattes Aussehen einstellt. Gewöhnlich unterscheiden sich die Kalknatronfeldspäthe schon durch die Farbe von dem Orthoklas und Mikroklin und sind in höherem Grade idiomorph als diese Feldspäthe.

Die atmosphärische Verwitterung der Kalknatronfeldspäthe liefert ebenso, wie die der Kalifeldspäthe einen hellen Glimmer oder Kaolin, wobei der Kalkgehalt entweder als Carbonat abgeschieden, bezw. weggeführt oder in neugebildetem Pistazit gebunden wird. Beide Vorgänge sind beinahe gleich häufig, und wie nahe verwandt sie sind, ergeben die folgenden chemischen Gleichungen, in denen der Einfachheit wegen der Pistazit durch Zoisit ersetzt gedacht wurde.

Kalkfeldspath + Kalifeldspath + Kohlensäure + Wasser

$$CaAl_2Si_2O_8 + KAlSi_3O_8 + CO_2 + H_2O$$

= Calcit + Muscovit + Quarz

$$= CaCO_3 + H_2KAl_3Si_3O_{12} + 2SiO_2$$

Kalkfeldspath + Kalifeldspath + Wasser

$$(4CaAl_2Si_2O_8) + KAlSi_3O_8 + 2H_2O$$

= Zoisit + Muscovit + Quarz

$$= 2(HCa_2Al_3Si_3O_{13}) + H_2KAl_3Si_3O_{12} + 2SiO_2.$$

Hiernach ist es leicht verständlich, dass auch im Orthoklas sich oft Pistazit bei der Verwitterung ansiedelt. Das zur Pistazitbildung erforderliche Eisen stammt aus den farbigen Gemengtheilen.

Der Quarz füllt bei normaler Ausbildung die Zwischenräume zwischen den übrigen Gemengtheilen und ist bald compact mit deutlich muschligem Bruch, bald zuckerkörnig mit anscheinend unebenem Bruch, weil der muschlige Charakter der Bruchfläche bei den geringen Dimensionen der Einzelkörner des zuckerkörnigen Aggregats nicht mehr erkennbar ist. Der Glanz ist um so deutlicher fettig, je mehr der muschlige Bruch hervortritt. Auch erscheint die Färbung des muschlig brechenden Quarzes, wegen der höheren Durchsichtigkeit dieser einheitlichen Individuen, tiefer; die zuckerkörnigen Aggregate sind mehr weiss. Die Normalfarbe ist weisslich bis grau, gelegentlich auch röthlich bis blutroth (Jägerthal bei Niederbronn, Elsass, Judenbuckel im Odenwald u. s. w.) durch Blättchen und Häutchen von Eisenglanz, oder bläulichweiss bis blau (Rumburg in Böhmen, Upsala

in Schweden u. s. w.). Die Ursache der blauen Färbung ist unbekannt. — Mit Entwicklung einer porphyrartigen Structur tritt der Quarz gern in zwei Generationen auf, einer älteren in idiomorphen Dihexaëdern und rundlichen Körnern, die im Feldspath und hier besonders randlich eingewachsen sind, und einer jüngeren ohne jeden Idiomorphismus.

U. d. M. führt der Granitquarz sehr oft zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse (Wasser, selten liquide Kohlensäure oder diese beiden Fluida). In manchen Fällen sind diese offenbar primär, in andern secundär, wie man aus Form und Anordnung derselben schliessen kann. Gaseinschlüsse im Quarz sind wohl z. Th. entleerte, ursprünglich mit Flüssigkeiten gefüllte Räume. Sehr bezeichnend ist das Fehlen von Glaseinschlüssen in normalen Graniten. — Lange, dünne, anscheinend opake, stark lichtbrechende Nädelchen, die man in vielen Granitquarzen antrifft, werden für Rutil gehalten. — Die hervorgehobene zuckerkörnige Beschaffenheit vieler Granitquarze ist ein Phänomen mechanischer Zertrümmerung, wie sich aus den begleitenden optischen Phänomenen und gewissen Übergangsformen zwischen dem zuckerkörnigen und muschligen Quarz erweisen lässt. Solche zuckerkörnige Quarze kommen mit Vorliebe in den Graniten stark gefalteter Gebirge oder auf Quetschzonen vor.

Unter den Glimmermineralien der Granite hat ein eisenreicher Biotit (Lepidomelan) die grösste Verbreitung. Er bildet meistens idiomorphe dünne oder dickere hexagonale Tafeln von dunkelbrauner oder dunkelgrüner bis schwarzer Farbe im auffallenden Lichte und starkem Pleochroismus im durchfallenden, oder erscheint in putzenförmigen Häufchen fleckenartig vertheilt, auch wohl zu striemigen Aggregaten von idiomorphen Blättchen und unregelmässig lappigen Fetzen geordnet. Für die Zusammensetzung dieser oft Spuren von Li_2O enthaltenden Lepidomelane und ihnen nahestehender Biotite siehe Analyse 2—4, S. 74. — Seltener scheint der eisenarme Magnesiaglimmer (Analyse 5 S. 74) zu sein. Die Verwitterung nimmt ihm den fast metallischen Glanz auf der Spaltfläche und die elastische Biegsamkeit und führt ihn über in weichen grünen Chlorit von grünlichgrauem Strich, oft unter gleichzeitiger Bildung von Carbonaten oder Pistazit. Geht man von einer Normalformel des Lepidomelan aus, so wäre dieser Verwitterungsvorgang schematisch etwa darzustellen durch die Gleichung

$$2\left\{\begin{matrix} H_2KAl\overset{III}{Fe_2}Si_3O_{12} \\ Fe_2SiO_4 \end{matrix}\right\} + 2H_2O + 4CO_2$$

$$= \left\{\begin{matrix} H_4Fe_3Si_2O_9 \\ H_4Fe_2Al_2SiO_9 \end{matrix}\right\} + 3FeCO_3 + 5SiO_2 + K_2CO_3 + 2O.$$

Eine grosse Verbreitung hat ein bald hellgelblicher bis goldblonder, bald rothbrauner, bald dunkelgrüner bis schwarzer (Rabenglimmer) Lithioneisenglimmer, wie es scheint besonders in den Alkaligraniten (Analyse 6 und 7, S. 74). Seine Formen und seine

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO_2	67,99	35,64	43,42	31,96	40,38	51,96	39,04	47,95	51,69	54,89	50,01	49,65	50,63	53,19
TiO_2	—	1,12	—	3,42	—	—	0,57	—	0,14	—	—	—	0,79	—
Al_2O_3	19,27	18,62	19,00	11,93	15,40	16,89	23,56	30,26	4,17	1,50	—	1,34	0,87	2,38
Fe_2O_3	0,82	5,54	17,64	8,06	5,26	2,63	6,10	2,43	2,34	5,06	28,30	17,66	3,33	9,25
FeO	—	14,60	—	30,35	7,73	6,22	12,42	3,10	9,83	7,46	9,87	19,55	8,39	5,15
MnO	—	0,79	—	0,21	—	0,24	—	—	—	—	0,63	—	—	—
MgO	0,02	9,72	0,54	0,05	19,87	0,03	0,97	0,94	17,17	16,01	0,34	—	13,01	9,43
CaO	0,75	0,90	1,81	0,28	—	0,12	0,78	0,98	12,17	12,08	1,32	3,16	21,30	17,81
Na_2O	6,23	0,38	3,66	1,54	1,80	0,87	0,71	2,00	0,82	0,37	8,79	7,61	1,02	2,63
Li_2O	—	Sp.	—	Sp.	—	4,87	3,39	Sp.	—	—	—	—	—	—
K_2O	3,05	9,22	8,77	8,46	7,11	10,70	8,51	10,25	0,79	0,38	0,72	1,67*	0,50	0,38
H_2O	0,90	2,54	4,30*	4,25	1,68	1,31	3,25	2,85	1,13	2,72	—	—	—	0,01
Fl	—	0,26	—	Sp.	fehlt	6,78	nicht best.	—	—	—	—	—	—	—
Sa.	99,03	100,01	99,14	100,46	99,23	102,72	99,52	100,76	100,25	100,47	99,98	100,64	99,84	100,23
Sp. G.	—	—	—	—	—	2,969	2,98	—	3,107-3,140	2,94-2,96	—	—	3,372	—

* bedeutet „Glühverlust", nicht direct als H_2O bestimmt.

1. Anorthoklas ($Or_5Ab_{14}An_1$) aus „Augitsodagranit". Kekequabic Lake, NO.-Minnesota. U. S. A.
2. Lepidomelan aus Granitit von El Capitan. Yosemite Valley. Californien (mit 0,20 P_2O_5 von beigemengtem Apatit; Spur BaO, 0,48 hygroskop. Wasser).
3. Lepidomelan, dunkelgrün, idiomorph, aus Granitit. Slieve Corragh. Mourne Mts. Irland
4. Lepidomelan, schwarz, sog. Annit, aus pegmatitischen Adern im Alkaligranit. Cape Ann b. Rockport. Mass. U. S. A.
5. Biotit aus Granitit, wenig oberhalb der Riesenbaude am Kegel der Schneekoppe. Riesengebirge.
6. Lithioneisenglimmer (sog. Kryophyllit), dunkelgrün, Cape Ann, Mass. Nach Abzug der dem Fluor äquivalenten Menge O = 2,86 ist die Summe = 99,86.
7. Lithioneisenglimmer aus Alkaligranit. Eibenstock im Erzgebirge. Mit 0,22 SnO_2. Das Mineral enthält Mikrolithe von Rutil und Cassiterit.
8. Muscovit aus Granit vom Kl. Kornberg. Fichtelgebirge.
9. Hornblende, braun, aus Amphibolgranitit von Pré de Fauchon zw. Gerardmer und Rochesson. Vogesen.
10. Hornblende, grün, aus der Durbachit-Grenzfacies des Granitits von Durbach. Schwarzwald.
11. Riebeckit aus Alkaligranit. Insel Socotra, NO. Kap Guardafui. Afrika.
12. Riebeckit aus Alkaligranit. Cape Ann. Mass.
13. Diopsid aus Pyroxengranitit. Laveline. Vogesen.
14. Diopsid aus „granitporphyrischem Augitsodagranit". Kekequabic Lake. NO.-Minnesota. U. S. A.

Vertheilung im Gestein sind wie bei Lepidomelan. Sowohl der Lepidomelan wie der Biotit, weniger der Lithionit (Lithioneisenglimmer) werden von Salzsäure angegriffen. Der erste wird vollständig zersetzt. — Der Muscovit (Analyse 8) ist weiss, gelblich oder grünlich, gar nicht oder schwach pleochroitisch; er tritt gern in rosettenförmigen Aggregaten und lappigen Blättchen auf, seltener in idiomorpher Ausbildung, ausser wo er einen dunklen Glimmer umwächst. Mit Vorliebe erscheint er in den miarolitischen Drusen der Granite und oft kann man erkennen, dass er ursprünglich auch dann in miarolitischen Räumen lag, wenn er heute im compacten Gestein zu liegen scheint. Ein kleiner Li-Gehalt kommt auch bei dem Muscovit vor. Säuren greifen ihn nicht an. — Wo die verschiedenen Glimmer miteinander verwachsen, liegt der eisenreiche Biotit als ältester im Centrum, der Muscovit an der Peripherie.

Die in den granitischen Gesteinen auftretenden Amphibole sind zweierlei. In den gewöhnlichen Graniten ist es eine schwach Al- und alkalihaltige gemeine Hornblende (Analyse 9 und 10). Sie bildet prismatische Individuen mit meistens mangelhafter terminaler Endigung; charakteristisch ist die gute Spaltbarkeit nach einem Prisma von ca. 124,5°. Zwillingsbildung nach der Querfläche ist häufig; die Farbe im auffallenden Licht ist grün bis dunkelgrün, selten bräunlich-schwarz, im durchfallenden Licht grün bis bräunlichgrün, selten bräunlich. Verwachsung mit Biotit ist verbreitet. — In den Alkaligraniten ist der blaue Riebeckit (Analyse 11 und 12) oder ein arfvedsonitischer Amphibol theils accessorisch, theils als herrschender dunkler Gemengtheil anzutreffen; er ist z. Th. gut idiomorph in der Prismenzone, z. Th. in lappig-stengligen Aggregaten ausgebildet.

Wo ein Pyroxen vorkommt, ist es in den gewöhnlichen Graniten ein hellgraugrüner, durchaus idiomorpher, eisenreicher (Analyse 13 und 14), seltener ein bräunlichgrüner, diallagähnlicher und nur stengliger Diopsid mit häufiger Zwillingsbildung nach der Querfläche, er ist schwach thonerde- und alkalihaltig. — In den Alkaligraniten erscheint Aegirin gern in Begleitung von und oft verwachsen mit Riebeckit und Arfvedsonit. — Rhombische Pyroxene kommen nur sehr selten und accessorisch vor. Doch giebt es eine Gruppe von Graniten, worin sie der einzige farbige Gemengtheil sind.

Die Diopside und Hornblenden liefern bei der atmosphärischen Verwitterung Gemenge von Serpentin und Chlorit mit Carbonaten und Quarz, auch thonigen Substanzen, wie die folgenden Gleichungen erläutern:

$$\left.\begin{array}{l}3(CaMgSi_2O_6) + 2H_2O + 3CO_2 = H_4Mg_3Si_2O_9 + 3CaCO_3 + 4SiO_2 \\ 2(MgAl_2SiO_6) + 5H_2O = H_4Mg_2Al_2SiO_9 + SiO_2 + 2Al(OH)^3\end{array}\right\}$$
$$= \left\{\begin{array}{l}H_4Mg_3Si_2O_9 \\ H_4Mg_2Al_2SiO_9\end{array}\right\} + H_4Al_2Si_2O_9 + 2SiO_2 + H_2O + 3CaCO_3.$$

Der Aluminiumhydrat würde auch an das bei der Feldspathverwitterung frei werdende Alkali gebunden in Lösung gehen können.

Die Nebengemengtheile Apatit (soweit die spärlichen Erfahrungen reichen, ist es Fluorapatit) und Zirkon erreichen nur selten makroskopische Dimensionen; sie sind stets idiomorph und man begegnet ihnen mit Vorliebe als Einschlüsse in den älteren Gemengtheilen der Glimmer-, Amphibol- und Pyroxenfamilien. Sie veranlassen in diesen nicht selten das eigenthümliche Phänomen der pleochroitischen Höfe. — Die Menge der Eisenerze (Magnetit, Eisenglanz, Ilmenit) ist sehr gering, selten etwas bedeutsamer. — Diese Nebengemengtheile häufen sich auffallend in dem Grus der Granite und können daraus leicht durch die Trennung mit schweren Lösungen in grösserer Menge gewonnen werden.

§ 75. Die Reihenfolge der Ausscheidungen dieser Haupt- und Nebengemengtheile in den normalen Graniten ist: 1) Apatit, Zirkon und Erze, 2) Glimmer, Amphibol und Pyroxen, 3) Plagioklas und Alkalifeldspäthe, 4) Quarz, wobei die Bildungsperioden von 1 und 2, von 2 und 3 offenbar nur eine kurze Strecke übereinander greifen (Fig. 5, S. 52). Die Ausscheidung von Plagioklas beginnt weit früher, als diejenige der Alkalifeldspäthe, geht aber lange Zeit mit dieser parallel, und die Ausscheidung des Quarzes beginnt, während noch die Plagioklasausscheidung anhält. Nur wo dynamische Phänomene bedeutsam hervortreten, ist diese Sequenz bisweilen verschleiert. — In den Alkaligraniten findet man gelegentlich eine Neubildung von Aegirin in den miarolitischen Räumen, welche wohl der pneumatolytischen Periode angehört; parallel damit geht in den normalen Granitgesteinen eine pneumatolytische Muscovitbildung.

§ 76. In keinem bekannten Granitgestein treten die angeführten Hauptgemengtheile alle gleichzeitig auf, während die Nebengemengtheile allen Graniten gemeinsam sind, wennschon in etwas verschiedener Menge. Nach dem mineralischen Aufbau sind zunächst zwei Hauptabtheilungen zu unterscheiden, die auch in geologisch verschiedenen Provinzen und mit verschiedener Gangbegleitung auftreten: die Alkaligranite und die normalen oder Alkali-Kalkgranite. — In den Alkaligraniten erscheinen neben der bestimmenden Mineralcombination Quarz-Alkalifeldspath die farbigen Gemengtheile nicht eben streng geschieden, obwohl eine Vorherrschaft bald des Glimmers, bald des Alkali-Amphibols oder Aegirins wohl zu beachten ist, ja

bisweilen ausschliesslich das eine oder andere dieser Mineralien auftritt. — Bei den normalen oder Alkali-Kalkgraniten ist neben der bestimmenden Combination Quarz-Alkalifeldspath immer und oft reichlich, ja in gleicher Menge mit oder etwas überwiegend über den Alkalifeldspath ein saurer Plagioklas vorhanden und man unterscheidet nach dem Mineralbestande in dieser zweiten Gruppe folgende Hauptarten:

1) Eigentlicher Granit oder Granit im engeren Sinne; zu der Combination Quarz-Alkalifeldspath-Oligoklas[1] tritt Biotit (Lepidomelan) und Muscovit.
2) Granitit; neben der Combination Quarz-Alkalifeldspath-Oligoklas ist Biotit (Lepidomelan) der alleinige dunkle Gemengtheil.
3) Amphibolgranit; neben Quarz-Alkalifeldspath-Oligoklas ist Hornblende als dunkler Gemengtheil allein oder doch stark vorherrschend da. Muscovit fehlt durchaus.
4) Pyroxengranit; neben Quarz-Alkalifeldspath-Oligoklas ist Diopsid (bezw. ein eisenreicher Diopsid) der alleinige oder herrschende dunkle Gemengtheil. Muscovit fehlt durchaus.

Diese verschiedenen Arten sind durch mancherlei Übergänge und Zwischenformen verbunden. Im Granitit findet sich oft etwas Hornblende oder Diopsid; werden diese constant und reichlicher, so hat man die Zwischenformen des Amphibolgranitits und des Pyroxengranitits. — Übergänge aus eigentlichem Granitit in Amphibolgranit und Pyroxengranit sind nicht bekannt; solche in Granitit sind nicht selten.

Die feldspathigen Gemengtheile und der Quarz bilden in allen Arten die Hauptmasse des Gesteins, aber ihre Menge scheint in den verschiedenen Arten gewisse constante Unterschiede zu zeigen. In den Alkaligraniten treten die farbigen Gemengtheile sehr in den Hintergrund. In den normalen Kalk-Alkaligraniten scheint mit dem Eintritt der Hornblende und des Diopsids die Menge des Plagioklas zu wachsen, diejenige des Quarzes abzunehmen. Dadurch entwickeln sich die Übergänge in die Familie der Syenite und Diorite.

Der Eintritt des Turmalins als vikariirender Gemengtheil bedingt die Gruppe der Turmalingranite. Soweit die heutigen Erfahrungen reichen, ist die reichliche Entwicklung von Turmalin auf die Alkaligranite, oder diesen nahestehende Typen der Alkalikalkgranite beschränkt. Den Amphibol- und Pyroxengraniten scheint sie zu fehlen.

§ 77. Die chemische Natur der Granitgesteine erhellt aus den Analysen auf S. 78 und 79. Wo diese keinen Gehalt an

[1] Oligoklas steht hier und im Folgenden für sauren Plagioklas.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO_2	77,50	76,05	71,65	74,40	78,93	77,61	77,03	75,92	72,93	72,50	68,49	71,42
TiO_2	—	0,05	—	—	0,18	0,25	0,13	0,05	0,50	0,66	—	0,94
Al_2O_3	14,21	11,68	13,04	13,91	12,29	11,94	12,00	12,96	13,87	12,16	15,38	11,30
Fe_2O_3		0,34	2,79	1,39	2,91	0,55	0,76	0,33	1,94	4,13	3,26	—
FeO	—	1,05	1,80	–	1,55	0,87	0,86	1,40	0,79	0,03	—	4,23
MnO	—	Sp.	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	0,04	0,14	—	—	0,48
MgO	Sp.	0.29	Sp.	0,28	0,04	Sp.	0,04	Sp.	0,51	Sp.	1,74	1,07
CaO	0,10	0,42	Sp.	0,61	0,31	0,31	0,80	0,15	0,74	0,93	2,64	3,02
Na_2O	3,35	3,79	6,30	4,65	4,66	3,80	3,21	4,60	3,68	2,19	5,45	2,89
K_2O	4,54	5,09	3,98	4,36	4,63	4,98	4,92	4,15	3,74	6,46	2,26	3,54
H_2O	0,20	1,36	1,10	0,65 *	0,41	0,23	0,30	0,32	1,18	0,70	—	1,40
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	—	0,36	—
Sa.	99,90	100,54	100,66	100,25	100,91	100,54	100,55	100,23	100,02	99,78	100,09	100,29
Sp. G.	—	2,636	—	—	2,642	2,618	—	—	—	2,656	—	—

* Glühverlust.

1. Alkaligranit mit Lithionit. Bühlberg bei Eibenstock. Erzgebirge. Mit Spuren von Li_2O und Fl. Das farbige Mineral ist Lithioneisenglimmer und Turmalin.
2. Alkaligranit. Drammen. Norwegen. (Mit 0,42 ZrO_2 und Spuren von Li_2O, Fl, S und Mn.)
3. Alkaligranit. SW. Hougnatten. Eftelöt. Sandsvär. W. vom Lougenthal. Norwegen.
4. Alkaligranit. Pelvoux. Dauphiné.
5. Alkaligranit (mit Riebeckit). Hardwick Quarry. Quincy. Mass. U. S. A.
6. „ („ „). Rockport. Cape Ann. Mass. U. S. A.
7. „ (mit Biotit). Sentinel Point im westlichen Theil des Pikes Peak Massivs. Colorado. U. S. A. Mit accessorischem Flussspath. Titanit und Orthit. Enthält ferner 0,14 hygroskopisches Wasser, 0,36 Fl und Spuren von BaO und Li_2O.
8. Alkaligranit (mit Biotit). Zwischen Florissant und Platte River. Distrikt des Pikes Peak. Colorado. U. S. A. Enthält 0,16 hygroskop. Wasser, 0,12 Fl, 0,03 CO_2 nebst Spuren von BaO und Li_2O.
9. Rapakivigranit. Rödö bei Alnö. Bottnischer Meerbusen.
10. Eigentlicher Granit. Monolithbruch bei Hautzenberg. Bayer. Wald. (Mit 0,02 FeS_2.)

TiO_2 und P_2O_5 angeben, wurde derselbe wohl nicht aufgesucht; das Fehlen einer Oxydationsstufe des Eisens bedeutet meistens, dass der Analytiker die Trennung von FeO und Fe_2O_3 nicht ausführte. Der Gehalt an H_2O deutet, von den kleinen Mengen dieser Substanz im Glimmer und in der Hornblende abgesehen, auf Verwitterungsphänomene.

Der Vergleich der Analysen unter 1—8 mit dem Rest zeigt die auch geologisch gewährleistete Selbständigkeit der Alkaligranite; zugleich mit CaO tritt hier auch MgO vollständig zurück, während der Gehalt an Eisenoxyden nicht unbeträchtlich ist. Dieser findet seine Verwendung in den Aegirinen und eisenreichen Alkaliamphibolen, sowie im Lithioneisenglimmer. Der Wechsel im relativen Gehalt der Alkalien

13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.
68,97	67,70	69,73	72,48	63,80	69,95	71,01	61,93	62,09	66,84	73,47	65,65	63,45	64,35
0,31	0,50	—	0,28	—	0,95	—	—	0,56	—	0,12	—	0,07	1,63
14,80	16,08	15,97	14,06	14,25	13,32	11,86	13,18	16,43	18,22	15,42	16,84	18,31	15,46
2,32 }	5,26	1,27	0,89	0,79	—	3,92	3,63	2,34	2,27	0,26 }	4,01	0,42 }	7,50
0,85 }		1,23	1,05	3,61	4,90	2,31	2,31	2,03	0,20	0,67 }		3,56 }	
0,01	—	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	fehlt	—
1,15	0,95	0,68	0,62	4,68	0,66	0,26	4,59	3,08	0,81	0,20	0,13	0,35	0,50
3,82	1,65	3,28	2,17	3,10	1,79	2,47	3,48	2,32	3,31	1,35	2,47	2,98	3,58
2,46	3,22	5,30	3,30	2,14	3,31	2,59	2,67	4,07	5,14	5,57	5,27	5,06	3,28
4,54	5,78	1,76	4,75	5,97	3,47	3,02	6,11	4,66	2,80	3,64	5,04	5,15	3,54
0,71	—	0,53	0,35	1,15	1,27	0,93	1,14	0,85	0,46	—	0,30 *	0,30 *	—
—	—	0,21	0,09	—	—	0,85	—	—	—	—	—	—	—
99,94	101,14	99,96	100,12	99,49	99,62	100,24	99,04	98,43	100,05	100,70	99,71	99,73	99,84
2,680	—	2,677	—	—	—	—	2,723	—	—	—	—	2,717	—

11. Eigentlicher Granit. Katzenfels bei Graslitz. Böhm. Erzgebirge. (Mit 0,51 SO_3.)
12. Granitit. Bobritzsch, OSO. von Freiberg. Erzgebirge.
13. „ Ruine Landsberg bei Barr. Unter-Elsass.
14. Granitit. Durbach. Schwarzwald.
15. Granitit. Melibocus. Odenwald.
16. Hornblendegranitit. Mariposa Co. Nevada. U .S. A. (Mit 0,08 BaO.)
17. „ Pré de Fauchon, zwischen Gerardmer und Rochesson, sogen. Kammgranit der Vogesen.
18. Hornblendegranitit. Syene. Ober-Ägypten.
19. „ Wiborg Rapakiwi. Erratisch auf der Insel Dagö. (Mit 0,93 Fl, 0,09 CO_2.)
20. Pyroxengranitit. Laveline. Vogesen.
21. Pyroxengranit. Oberbruck. Dollerenthal. Ober-Elsass.
22. „ Kekequabic Lake. NO. Minnesota. U. S. A.
23. Hypersthengranit. Birkrem. Ekersund. SW.-Norwegen.
24. „ Diana. New York. (Vergl. bei Perthitophyr, Gabbro.)
25. Hypersthensyenit. Loon Lake. New York. (Mit 0,13 BaO.)
26. Sog. Banatit (C. F. Kolderup). Östl. von Farsung. SW-Süd von Norwegen.

deutet auf die Vorherrschaft bald des Albit, bald des Orthoklas oder Mikroklin unter den Feldspathen, seien diese einzeln für sich oder in perthitischer Verwachsung entwickelt.

Die Analysen der normalen Granitgesteine (9—22) zeigen eine, wenn auch nicht absolut regelmässige, so doch unverkennbare Abnahme der SiO_2 und der Alkalien, dagegen eine Zunahme der MgO und der Eisenoxyde mit dem wachsenden Gehalt an CaO. Wie die normalen Granite überhaupt reicher an farbigen Gemengtheilen sind, als die Alkaligranite, so nimmt innerhalb derselben Biotit, Hornblende und Diopsid mit dem Plagioklas zu, gleichzeitig der SiO_2-Gehalt ab und dieser sinkt gelegentlich unter das normale Minimum von etwa 66 %. Eine

eigenthümliche Stellung nimmt der Pyroxengranitit von Laveline (20) ein; er nähert sich in seinem chemischen Charakter den lamprophyrischen Ganggesteinen; wie der niedrige Al_2O_3- und SiO_2-Gehalt auf beträchtliche Abnahme der Feldspäthe und des Quarzes hinweist, so zeigt die Vorherrschaft des K_2O auf den reichlichen Biotit, die Oxyde der zweiwerthigen Metalle auf den Diopsid hin.

Der nicht unbeträchtliche Wassergehalt vieler Analysen deutet auf die oben angegebenen Verwitterungsproducte der Feldspäthe und der farbigen Gemengtheile hin, unter denen Muscovit, Kaolin, Chlorit und Serpentin die verbreitetsten sind. — Der eigentlichen Verwitterung geht oft voraus, oder es begleitet sie eine mechanische Auflockerung, die Desaggregation. Das Gestein zerfällt oft bis zur Tiefe von vielen Metern in eckig-körnigen Grus; die Grustheilchen werden besonders in der Tiefe von dünnen, schmutzigbraunen Limonithäutchen umzogen; an der mit Vegetation bedeckten Oberfläche pflegt der Limonit infolge der hier vor sich gehenden Reduction und Lösung des Eisenoxyds durch Humussäuren zu verschwinden. Aus dem gleichen Grunde sind auch immer die Granitblöcke in den Torfmooren der Gebirgshochflächen vollkommen gebleicht. — Einen Einblick in den Vorgang der Desaggregation und Verwitterung des Granits geben die folgenden Analysen: a) Granitit, frisch, grau. District Columbia, U.S.A. b) Granitit, gelockert und unfrisch, braun. c) Granitgrus des Bodens. Das Material derselben wurde einem und demselben Aufschluss entnommen. Sie bestätigen die obigen Angaben.

	a.	b.	c.
SiO_2	69,33	66,82	65,69
TiO_2	nicht bestimmt		0,31
Al_2O_3	14,33	15,62	15,23
Fe_2O_3	—	1,88	4,39 (})
FeO	3,60	1,69	
MgO	2,44	2,76	2,64
CaA	3,21	3,13	2,63
Na_2O	2,70	2,58	2,12
K_2O	2,67	2,04	2,00
Glühverlust	1,22	3,27	4,70
P_2O_5	0,10	nicht bestimmt	0,055
	99,60	99,79	99,765

Ein anderer Vorgang der atmosphärischen Verwitterung granitischer Gesteine liegt in der Lateritbildung der Tropengegenden vor. Das Gestein verliert dabei seine Alkalien und alkalischen Erden mehr oder weniger vollständig, seine Kieselsäure in wechselndem Betrage, und es bleibt ein Gemenge von Quarzsand mit Hydrargillit $Al(OH)^3$ und Limonit zurück. Ein solcher Granitlaterit von den Sey-

chellen ergab (M. BAUER, Über Laterit, insbesondere den von den Seychellen. Sitzungsber. d. Ges. zur Beförder. d. ges. Naturw. zu Marburg. 1897. 122) die Zahlen sub I und auf sandfreie Substanz berechnet die sub Ia:

	I.	Ia.
SiO_2	52,06	—
Al_2O_3	29,49	60,68
Fe_2O_3	4,64	9,56
CaO	Sp.	—
H_2O	14,40	29,76
	100,59	100,00

Die Lateritbildung, welche bei verschiedensten Gesteinen sich findet, ist danach wesentlich eine Umwandlung in eisenschüssiges und sandiges Aluminiumhydroxyd, während die als Verwitterungslehm bezeichneten Endproducte der gewöhnlichen Verwitterung sandige Aluminiumhydrosilikate darstellen. Die Laterite entsprechen den Beauxiten der verwitterten Basalte z. B. im Vogelsberg. Die Gesteinsstructur kann bei beiden Vorgängen erhalten bleiben.

§ 78. Übergemengtheile treten kaum in einem andern Gestein so reichlich auf, wie in den Graniten. Die Stellung charakteristischer Übergemengtheile haben der Titanit in Granititen und Amphibolgranititen; wenn primär, ist er idiomorph und zeigt die Formen $\frac{1}{3}P\grave{2}$ (1̄23), P∞ (1̄01), oP (001), oft mit P∞̆ (011); — der Turmalin gern in der Nähe der Gesteinsgrenze und an Spalten; oft durch die ganze Gesteinsmasse verbreitet, bald in Einzelindividuen, bald in radialstrahligen Kugeln, den sogen. Turmalinsonnen, mit Vorliebe in saureren Granitgesteinen; — Topas und Cassiterit gern in alkalireichen Graniten, letzterer meistens nur mikroskopisch. — Geringere Verbreitung haben der Cordierit (Gegend von Durbach, Murgthal, Triberg im Schwarzwald, St. Nabord in den Vogesen u. a. O.) und seine Pseudomorphosen Pinit und Chlorophyllit, der Granat (Spessart, Riesengebirge, Åbo in Finland u. s. w.) und mit diesen beiden gern vergesellschaftet der Pleonast; — Orthit bei Hohwald in den Vogesen, im Odenwald, am St. Gotthard, am Montblanc u. a. O. — Den Charakter mehr zufälliger Gemengtheile haben Ged. Gold, Pyrit, Magnetkies, Molybdänglanz, Korund, Flussspath, Wolframit, Triphylin, Monazit, Beryll, Chrysoberyll, Phenakit u. a. m. In Drusenräumen finden sich Quarz, Albit, Orthoklas, Eisenglanz, Pollux, Topas, Beryll, Turmalin, Axinit, Apatit, Prehnit, Laumontit, Stilbit, Lepidolith u. a. m.

§ 79. Die Alkaligranite, deren Feldspath perthitischer Mikroklin, seltener perthitischer Orthoklas ist, sind bisher nur in geringer Verbreitung nachgewiesen; in Deutschland gehört dazu der sogen.

Eibenstocker Turmalingranit (mit Topas), sowie der benachbarte kleine Stock von Lauterbach und der Altenberger Granit im Erzgebirge. — Im südlichen Norwegen bilden Alkaligranite einen beträchtlichen Theil der Eruptivmassen zwischen dem Christiania- und Langesundfjord; sie erstrecken sich von der Umgebung von Drammen und dem See Ekern über den Lougen hinaus bis südlich von Kongsberg. — Nahe verwandt sind Granite der Gegend von Ragunda in Jemtland. — Aus den Alpen gehört der Pelvoux-Granitit hierher. — Auch an der Westküste von Corsica werden Stöcke von Riebeckitgranit angegeben. — In Massachusetts nimmt Alkaligranit grosse Gebiete bei Rockport und Quincy unfern Boston ein; ebenso findet er sich im District des Pikes Peak in Colorado. — Der erste Riebeckitgranit wurde von SAUER von der Insel Socotra an der Ostküste von Afrika beschrieben. Kleinere, geologisch nicht näher untersuchte Vorkommnisse sind von verschiedenen Orten bekannt.

§ 80. Eigentliche Granite sind im Schwarzwald der Eisenbacher Typus (Berneckthal, Hammereisenbach, Hohfirst bei Neustadt, Bärenthal am Feldberg), der Bressoirgranit in den Vogesen, der Steinwaldgranit u. a. im bayrisch-böhmischen Wald, das Rambergmassiv im Harz; verbreitet ist dieser Typus im Fichtelgebirge, im Riesengebirge, in Mähren, im nordwestlichen Frankreich, in Cornwall, Irland u. s. w. — Der Luxullianit von Luxullion in Cornwall ist ein sehr turmalinreicher Granit, dessen Turmalin die Glimmermineralien und z. Th. auch den Feldspath verdrängt hat; Cassiterit begleitet den Turmalin.

Die Granitite und die nahe verwandten Amphibolgranitite fehlen wohl keinem Gebirge, in dem sich granitische Massen finden. Im Schwarzwald gehört dahin der Schluchsee-, der Triberger, der Durbacher und der Badener Granit, in den Vogesen die Ballongranite, die Massive von Barr und Andlau, im Odenwald die Stöcke von Heidelberg, am Melibocus und bei Darmstadt, im Erzgebirge die Stöcke von Kirchberg, Oberschlemma u. a., das Lausitzer Massiv (mit Übergängen in Granit), in Thüringen die Vorkommnisse von Suhl und von Weitisberga, im Harz das Brockenmassiv. Sehr verbreitet ist dieser Typus im Riesen- und Isergebirge, im Fichtelgebirge, bayrisch-böhmischen Wald, in der Normandie und Bretagne, im Centralplateau von Frankreich, in den Pyrenäen. — Vorzügliche Typen liefert Baveno (granito bianco und granito rosso), die Insel Elba (Monte Capanne), die Alpen (Brixen, Cima d'Asta); ebenso die Canalinseln, Cornwall, Irland, Westmoreland (Shap granite), Schottland (Aberdeen) und Skandinavien nebst Finland, sowie viele andere Länder.

Rapakiwi ist ein Amphibolgranitit mit Turmalin, Fluorit, auch Monazit von porphyrartiger Structur, mit idiomorphen oder öfter auf-

fallend eiförmigen Einsprenglingen (Fig. 13) von rothem oder grauem Orthoklas (z. Th. Mikroklin) mit grünen oder weissen Oligoklasmänteln. Dem Orthoklas sind Biotit und Amphibol oft zonar, Quarz unregelmässig eingewachsen. Den Namen (er bedeutet fauler Stein) hat diese im südlichen Finland weit verbreitete und in Glacialgeschieben durch die norddeutsche Tiefebene zerstreute Varietät von dem leichten Auswittern der Feldspathovoide. Man unterscheidet Wiborg- (Analyse 19) und Åland-Rapakiwi. — Verwandte Gesteine finden sich auf der schwedischen Seite des bottnischen Busens (Analyse 9).

Kalkgranite nannte TÖRNEBOHM schwedische Granitite (Guömala in Blekinge, Wassarö u. s. w.) mit einem Gehalt an Kalkspath, der

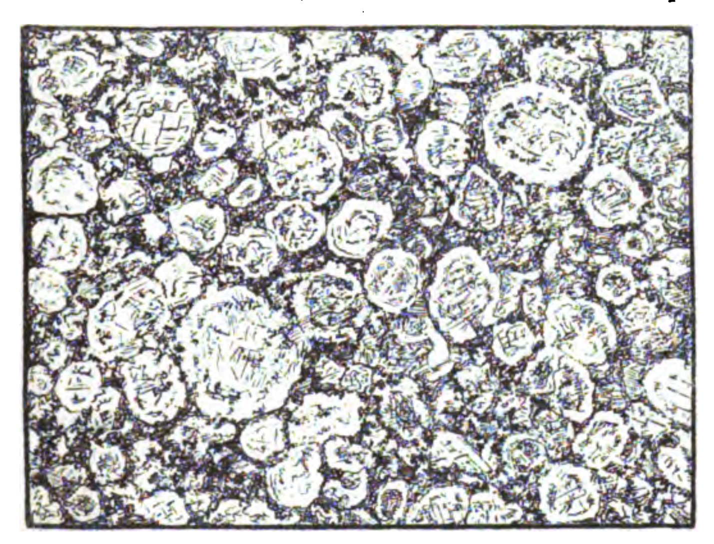


Fig. 13. Wiborg-Rapakiwi. Kivijaari-See, SW, Willmanstrand, Finland. Nach SEDERHOLM. 3/8 nat. Grösse.

offenbar miarolitische Räume erfüllt. Ähnliches kommt auch an andern Orten vor.

Der Gabbrogranit TÖRNEBOHM'S von Haakanbols in Schweden ist reich an grauem Plagioklas und enthält neben Biotit und Hornblende auch einen grünen, diallagähnlichen Pyroxen.

Die Andengranite STELZNER'S treten inmitten andesitischer und trachytischer Tuffe im Juncalthale am Westabhang der chilenischen Cordillere und in der Calabozo-Schlucht am Vulkan Descabezado auf. Ihr Feldspath ist glasig und enthält ebenso wie der Quarz Glaseinschlüsse.

Pyroxengranitite treten gangförmig in dem Grundgebirge der Vogesen bei Laveline (Analyse 20), ferner bei Neuviller und Frapelle, im Caucasus (Dameridagh) und in Sumatra auf.

6*

Reine Amphibolgranite sind seltene Gesteine; sie entwickeln sich aus Amphibolgranititen durch Zurücktreten des Biotits im Odenwald, in England (Charnwood Forest), in Skandinavien, im Caucasus. Sie führen bisweilen Diopsid. Syenitgranit ist ein Synonym für Amphibolgranit und Amphibolgranitit.

Pyroxengranite (Analyse 21, 22) kennt man aus dem Dollerenthale (Oberbruck) in den Vogesen, aus den Cheviots, aus Grönland, aus Texas und aus NO.-Minnesota (Kekequabic Lake). —

Im südwestlichen Norwegen treten in der Umgegend von Ekersund und Soggendal in Verbindung mit Anorthositen (Gesteinen der Gabbrogruppe) Granite auf, welche wesentlich aus Mikroperthit und Quarz mit geringer Menge von rhombischen Pyroxenen bestehen und Enstatitgranite oder Hypersthengranite genannt werden. Sie nehmen eine parallele Stellung zu den Perthitophyren Volhyniens ein und haben eine nicht unbeträchtliche Verbreitung auch in der Präsidentschaft Madras, Ostindien, wo sie ebenfalls mit Anorthositen vergesellschaftet sind. TH. H. HOLLAND beschrieb 1893 diesen Typus der granitischen Gesteine aus Ostindien unter dem Namen Charnockit In quarzärmerer Ausbildung kommen sie verbreitet in Canada und im Adirondack-Gebirge in New York vor. Doch fehlen auch quarzreiche Formen hier nicht; auch hier treten sie mit Anorthosit zusammen auf. Die Zusammensetzung eines solchen Hypersthengranits von Birkrem giebt Analyse 23 auf S. 79. Der mikroperthitische Feldspath dieses Gesteins enthält 64,07 SiO_2, 21,99 Al_2O_3, 3,02 CaO, 7,99 Na_2O, 2,91 K_2O (Sb. 99,98) und ist somit kein gewöhnlicher Mikroperthit. Basischere Formen dieser Gesteine zeigen die Analysen 24—26 S. 79. — Accessorisch findet sich Bronzit im Juliergranit (Graubünden) und sonst vereinzelt.

§ 81. Die Structur der Granitgesteine ist die hypidiomorph-körnige, wie sie § 50 beschrieben wurde, bei grobem bis kleinem, selten feinem oder grossem Korne. Übergänge zur porphyrartigen Structur sind ziemlich verbreitet und es sind dann die Orthoklase, welche als Einsprenglinge in die Augen fallen, seltener neben ihnen auch der Oligoklas, bisweilen auch der Quarz, der aber wegen seiner geringen Dimensionen wenig hervortritt. Das allgemeine Gesteinskorn pflegt dabei unverändert zu bleiben und nur in den peripherischen Theilen des Gesteinskörpers bis zum feinkörnigen, ja dichten zu sinken. Bei dieser porphyrartigen Ausbildung pflegt sich in der Grundmasse oft eine gesetzmässige Verwachsung zwischen Feldspath und Quarz einzustellen, die man granophyrisch nennt und von welcher die schriftgranitische eine makroskopische Ausbildungsform ist.

Eine typisch sphäroidische Anordnung der Gemengtheile

führt zur Entwicklung der Kugelgranite. Man kann bei diesen mehrere Varietäten unterscheiden. In einem Falle bestehen die Sphäroide ausschliesslich oder fast ausschliesslich aus dunklem Glimmer (Puddinggranit von Craftsbury, Vt. U. S. A., Gegend von Meissen in Sachsen, St. Hilaire de Loulay in der Vendée u. a. O.). Die Anordnung der Glimmerblätter in den Kugeln ist mehr oder weniger concentrisch-schalig, nicht radial. Die Grösse der Kugeln schwankt zwischen wenigen Centimetern bis zu Kopfgrösse und darüber. Die Sphäroide sind bald drehrund, bald abgeplattete oder polargestreckte Ellipsoide, z. Th. auch ziemlich unregelmässig gestaltet. — Verbreiteter ist eine zweite Art der sphäroidischen Structur, bei welcher sämmtliche Gemengtheile des Gesteins sich an dem Aufbau der Kugeln betheiligen und die Kugeln selbst einen Kern und eine Anzahl von Schalen unterscheiden lassen. Auch ist wohl der Mineralbestand der Kugeln ein zwar der Art nach gleicher, aber der relativen Menge der Gemengtheile nach verschiedener von dem des Hauptgesteins, womit auch die chemische Zusammensetzung des Gesteins und der Kugeln eine verschiedene wird. Die Kugeln stellen dann basischere Mischungen dar, wie folgende Analysen 1—6 zeigen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO_2 . .	69,21	54,59	70,05	55,72	56,97	53,77	70,67	72,20	67,88	78,83	81,43
TiO_2 . .	—	—	0,19	0,57	0,68	1,21	—	—	—	—	—
Al_2O_3 . .	15,59	21,26	14,78	21,35	20,96	20,86	14,80	13,98	17,56	10,88	13,70
Fe_2O_3 . .	1,08	2,76	—	—	—	—	—	—	—	1,63	1,58
FeO . .	1,29	3,41	3,37	8,81	3,28	5,93	3,07	1,19	—	—	—
MnO . .	—	—	0,22	0,36	—	—	—	—	—	—	—
MgO . .	0,11	1,61	0,44	0,63	0,77	2,76	Sp.	Sp.	Sp.	0,35	0,06
CaO . .	1,30	4,84	3,42	5,10	6,58	5,04	1,33	2,98	4,18	0,22	0,37
Na_2O . .	1,69	6,36	3,10	5,71	6,63	5,01	2,51	4,08	4,88	2,13	1,02
K_2O . .	8,92	4,96	4,13	1,23	2,91	2,87	8,26	3,90	4,29	5,31	1,28
H_2O . .	0,75	1,32	0,42	0,46	1,96	1,86	—	—	—	0,32	0,92
Sa. . . .	99,94	101,11	100,12	99,94	100,74	99,31	100,64	98,33	98,79	99,67	100,36
Sp. G. .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1. Mikroklingranitit von Borgå bei Virvik. Südfinland.
2. Kleine Kugeln daraus, welche in einer syenitischen Gesteinsfacies von ziemlich gleicher Zusammensetzung liegen.
3. Granitische Masse des Kugelgranits von Kortfors, Kirchspiel Karlskoga, District Oerebro, Schweden.
4. Kugel aus diesem Gestein.
5. Dioritische Facies eines Granitgesteins (mit 64,02 SiO_2). Slätmossa. Kirchspiel Järeda, District Kalmar, Schweden.
6. Kugeln in dieser dioritischen Facies.
7. Granitit. Vasastaden. Stockholm.
8. Kern der darin liegenden Kugeln.
9. Äussere Schale der darin liegenden Kugeln.

10. Granit. Pine Lake. Township Cardiff im östl. Ontario. Canada.
11. Felsspatharme, Turmalin- und Sillimanit-führende, quarzreiche Kugeln daraus. B_2O_3 nicht bestimmt.

Die Kugelkerne bestehen bald aus einem Feldspathkrystall (oft ein Karlsbader Zwilling, wie bei Ghistorrai unfern Fonni in Sardinien, Krötenloch bei Schwarzbach im Riesengebirge u. a. O.), bald aus einem normalen Gemenge der Granitmineralien (Slätmossa u. a. O.) und beides findet sich nebeneinander an derselben Localität. Um diesen Kern legen sich in wechselnder Zahl (von 2 bis über 50 hie und da) Schalen von mineralogisch verschiedener Zusammensetzung (Fig. 14), so dass



Fig. 14. Kugelgranit. Borgå bei Virvik, Südfinland. Nach FROSTERUS.

helle, an farbigen Gemengtheilen arme, und dunkle, an farbigen Gemengtheilen (Biotit, Hornblende, Magnetit) reiche Zonen wechseln. In diesen Zonen herrscht bald eine concentrisch-schalige Anordnung der Gemengtheile, so dass die Kugeln sich leicht aus dem Gestein herauslösen, bald ist die Anordnung der Gemengtheile eine radiale, oder es sind auch einzelne Gemengtheile (Biotit) tangential, andere (Feldspath) radial gestellt. Die Grösse solcher Kugeln wechselt zwischen 2—3 cm bis zu 30 cm Durchmesser. Wo sie gedrängt liegen, haben sie sich nicht selten in ihrer Form gegenseitig beeinflusst, sie sind auch wohl gleichsinnig langgezogen, zerrissen, aufgeblättert u. s. w. Aus den Analysen 1—6 und den dort gemachten Angaben geht hervor, dass die Kugeln oft nicht in dem normalen Granitgestein, sondern in einem basischeren Spaltungsproduct desselben liegen. — Die sphä-

roidisch ausgebildeten Theile von Granitmassiven haben anscheinend eine mehr centrale als peripherische Lage im Gesteinskörper. — Ausser den angegebenen Vorkommnissen sind hervorzuheben: Kirchspiel Kangasniemi in Finland, Norr-Husby im Kirchspiel Kumla, Westmannland und Balungstrand, Kirchspiel Enviken, Dalekarlien in Schweden, Riaillé in der Vendée, Mullaghderg in Donegal, Irland u. a.

Bei einer dritten Abart der Kugelbildung im Granit sind die Kugeln stofflich nicht sehr verschieden vom Hauptgestein, oder eher etwas saurer als dieses. Davon liefert der Kugelgranit von Stockholm (Analyse 7—9) ein Beispiel. Dann sind die Kugeln heller als das Hauptgestein. Dieses Vorkommen liegt ganz nahe der Gesteinsgrenze. Ähnlich ist ein Vorkommen vom Monte maggiore bei Calvi im NO.-Corsica.

Am Pine Lake im östlichen Ontario führt ein echter Granit, 2--300 Yards entfernt von der Gesteinsgrenze zahlreiche, 1—8 Zoll im Durchmesser haltende, feldspatharme, im Centrum turmalin- und sillimanitführende, quarzreiche Kugeln von anderm Korn und Gewebe als das Hauptgestein. Die Kugeln reihen sich local rosenkranzähnlich und gehen so in Trumform über. Die chemischen Beziehungen zwischen Gestein und Kugeln geben die Analysen 10 und 11 oben. Nahe verwandt hiermit sind die oben erwähnten Turmalinsonnen.

In pegmatitischem Granit von Wolfshau im Riesengebirge finden sich fest mit dem Gestein verwachsene rundliche Massen von etwa 1 Fuss Durchmesser, die aus einer dünneren äusseren Kruste von Glimmer und Korund bestehen, von welcher aus Korundkrystalle in den mit grossen Orthoklas- und Muscovitkrystallen bestehenden Kern der Kugel hineinragen. Auch tiefblauer Dümortierit wurde in diesen Gebilden beobachtet. Quarz und Plagioklas fehlen diesen Kugeln durchaus.

P a r a l l e l s t r u c t u r, wodurch die Granite ein gneissartiges Aussehen gewinnen, ist gleichfalls nicht selten und in vielen Fällen auf die peripherischen Theile der Gesteinsmasse beschränkt. Diese Parallelstructur wird in den meisten Fällen durch die Häufung der farbigen Gemengtheile in parallelen Lagen, nicht selten auch durch die gleichsinnige Anordnung der Feldspäthe, die dann gern dünntafelförmig nach M werden, bedingt und gehört zu den Fluidalphänomenen (vergl. § 59). — Tritt mit der Parallelstructur zugleich eine derart porphyrische Entwicklung auf, dass die scheinbaren Einsprenglinge nicht idiomorph, sondern rundlich bis unregelmässig eckig sind, so deutet das auf eine Streckung des bereits festen Gesteins; sie ist dynamischer Natur und gewöhnlich mit Sicherheit u. d. M. an dynamischen Begleitphänomenen erkennbar. Solche secundäre Parallelstructur

kommt bisweilen auf den Verwitterungsflächen vorzüglich deutlich zum Vorschein (Fig. 15).

§ 82. Ausserordentlich verbreitet sind in den granitischen Gesteinen rundliche, eiförmige, discoide, auch z. Th. ganz unregelmässig gestaltete, wallnuss- bis kopfgrosse, bisweilen auch mehr als cubikmetergrosse dunklere Massen (basische Concretionen), welche fest mit dem normalen Gestein verwachsen sind, von demselben auch wohl durchtrümt werden. Sie gehen bisweilen allmählig in dasselbe über, öfter aber sind sie ziemlich scharf davon geschieden; selten werden sie von der Hauptgesteinsmasse durch einen helleren Mantel getrennt,



Fig. 15. Verwitterungsfläche auf gepresstem Granitit. Bekkervik, Insel Selbjörn, Westküste von Norwegen. ½ nat. Grösse.

wie in der Gegend von Upsala in Schweden. Sie enthalten die älteren Gemengtheile der Granite (Apatit, Eisenerze, Biotit, Amphibol, Pyroxen, Plagioklas) weit reichlicher als das Normalgestein und müssen als locale Anhäufungen der ältesten Ausscheidungen aus dem Magma angesehen werden. Daher ihre grössere Basicität und ihr höheres specifisches Gewicht. Die chemischen Beziehungen des normalen Gesteins und der darin auftretenden basischen Concretionen zeigen die folgenden Analysen. Man beachte die Verwandtschaft mit gewissen Kugelbildungen in den Graniten.

	I.	Ia.	II.	IIa.	III.	IIIa.
SiO_2 . . .	68,97	57,89	74,40	53,80	70,44	54,73
TiO_2 . . .	0,31	0,57	—	0,77	—	Sp.
Al_2O_3 . .	14,80	16,82	13,91	19,30	15,63	14,02
Fe_2O_3 . .	2,82	5,61	1,39	—	1,34	2,34
FeO . . .	0,85	2,88	—	7,60	1,12	4,92
MnO . . .	0,01	0,14	—	—	—	—
MgO . . .	1,15	3,51	0,28	4,80	0,55	7,40
CaO . . .	3,82	8,01	0,61	5,70	1,98	10,20
Na_2O . .	2,46	5,87	4,65	2,16	4,03	2,98
K_2O . . .	4,54	2,96	4,36	5,08	5,18	2,67
H_2O . . .	0,71	1,88	0,65*	1,28*	0,55*	1,23
P_2O_5 . . .	—	—	—	1,20	—	Sp.
Sa. . . .	99,94	100,59	100,25	101,59	100,82	100,49
Sp. G. . .	2,680	2,779	—	—	—	—

* Glühverlust.

I. Granitit von Burg Landsberg bei Barr. Unter-Elsass.
Ia. Basische Concretionen aus I.
II. Alkaligranit des Pelvoux.
IIa. „Einschluss“ von Biotit-Amphibolsyenit im Alkaligranitit II. See Lauvitel im Massiv von Rochail. Die Feldspäthe sind hier ebenso Albit und Kryptoperthit, wie im Hauptgestein.
III. Granitit. Topla. Südkärnthen.
IIIa. Basische Concretion aus III. Ebenda.

Diese basischen Concretionen sind gewöhnlich feinerkörnig als das Normalgestein und ähneln bisweilen mechanischen Einschlüssen der durchbrochenen Schiefergesteine, die metamorphosirt wurden (Hornfelseinschlüsse).

Ebenso kommen in den Graniten von dem Normalgestein abweichende, viel hellere und feinkörnigere Partien vor, denen die farbigen Gemengtheile mehr oder weniger vollständig fehlen. Auch diese sind mit dem Hauptgestein fest verwachsen und nicht absolut scharf von demselben geschieden. Diese sind nie rundlich, sondern schlieren- oder gangförmig von Centimeter bis mehrere Decimeter Mächtigkeit. Es sind saure Schlieren, die natürliche Begleiterscheinung der dunklen basischen Concretionen und im Gegensatz zu diesen die jüngsten Bildungen bei der Gesteinsverfestigung. Sie sind oft schwer von späteren Nachschüben von Eruptivmagmen (Aplitgänge) zu unterscheiden.

§ 83. Die miarolitische Lockerheit des Gefüges wird bei den Graniten oft verdeckt durch Ausfüllung der kleinen Drusenräume mit Quarz, Feldspath, Muscovit oder Calcit. Wo sie deutlich ist, kann man den Übergang der kleinen miarolitischen Zellen in grosse, rundliche, cylindrische, scheibenförmige und z. Th. gewaltige spaltenähnliche Räume gut verfolgen, so bei Baveno, Tonsenaas bei Christiania, u. a. O. In diese hinein ragen die Gemengtheile mit freien Krystall-

spitzen und sehr oft ist eine bald unbeträchtliche, bald auffallende Vergrösserung des Gesteinskornes mit der Annäherung an die Hohlräume wahrnehmbar. Sind nun diese Räume ganz mit Mineralsubstanz erfüllt, die z. Th. dem ursprünglichen Magma, z. Th. späteren (z. Th. pneumatolytischen) Nachschüben angehören mag, auf deren Ausscheidungen die vorhandenen Krystalle orientirend wirkten, so entstehen die sogen. pegmatitischen Massen, d. h. grob- bis grosskörnige Aggregate vorwiegend der jüngeren Gemengtheile Feldspath und Quarz. Man erkennt meistens recht gut ein Anhaften und Fortwachsen dieser vom Rande der miarolitischen Räume nach deren Innern. Dadurch erinnern sie an secretionäre Gebilde, zu denen sie gewiss nur in den allerseltensten Fällen gehören. — Diese miarolitischen Räume boten den die Eruptionen begleitenden und ihnen folgenden Gasemanationen die bequemsten Wege und so entstehen in den pegmatitischen Massen eine Anzahl sonst seltener Mineralien, welche für jede Gruppe von Tiefengesteinen eine charakteristische Gesellschaft bilden. — Die Hauptgemengtheile, Feldspath und Quarz, erscheinen hier oft in derart gesetzmässiger Verwachsung, dass innerhalb eines Feldspathindividuums alle Quarzindividuen untereinander parallel sind (Schriftgranit). An solche schriftgranitische Massen wurde zuerst der heute in erweitertem Sinn verwendete Name Pegmatit von HAUY gebunden.

Die für die granitischen Pegmatitmassen besonders charakteristischen Mineralien sind neben den normalen auch im Hauptgestein auftretenden Haupt-, Neben- und Übergemengtheilen, von denen der Quarz nicht selten als Rauchquarz und stark abgeplattet nach einer Prismenfläche erscheint, Monazit, Xenotim, Triphylin und andere Phosphate, Uranmineralien, Phenakit, Beryll, Chrysoberyll, Topas und seine Abarten, Orthit, Gadolinit, Columbit, Tantalit, Polykras, Euxenit, Aeschynit, Thorit, Samarskit, Spodumen, Petalit, Pollux, Lepidolith, Turmalin, Fluorit, Kryolith, Korund u. a. m.

§ 84. Die granitischen Gesteine bilden vorwiegend Stöcke und Gänge. — In den Granitstöcken ist das Gesteinsmaterial keineswegs immer an allen Orten das gleiche, vielmehr begegnet man nicht selten innerhalb eines und desselben Gesteinskörpers verschiedenen Gesteinsmassen; das deutet auf das Vorhandensein einer schlierigen Differenzirung des Eruptivmagmas zur Zeit der Injection. So entstehen in den Graniten die syenitischen und dioritischen Facies. Doch vollzieht sich dieser schlierige Wechsel anscheinend stets innerhalb jedes Gesteinstypus gleichmässig, in verschiedenen Typen verschieden, so dass er ein anderer ist bei Alkaligraniten und bei normalen Kalkalkaligraniten. — In einzelnen Fällen zeigt sich eine auffallende Abhängigkeit des Gesteinscharakters vom Ort innerhalb des Massivs, so dass z. B. die Peripherie eines Stocks geringeren SiO_2-Gehalt und

grösseren Reichthum an farbigen Gemengtheilen zeigt (Grenzfacies von lamprophyrischem Charakter), wie in der Durbachit-Randfacies des Massivs von Durbach im Schwarzwald

	I.	Ia.
SiO_2	67,70	51,05
TiO_2	0,50	1,76
Al_2O_3	16,08	14,49
Fe_2O_3	5,26	4,16
FeO		4,37
MgO	0,95	8,16
CaO	1,65	5,11
Na_2O	3,22	1,85
K_2O	5,78	7,24
H_2O	—	1,05
	101,14	99,24

I. Granitit von Durbach. Schwarzwald.

Ia. Biotit- und amphibolreiche Grenzfacies desselben von lamprophyrischem Charakter (Durbachit).

oder das Gestein wird gegen die Peripherie hin reicher an SiO_2 und ärmer an dunklen Gemengtheilen (aplitische Randfacies) bei feinem Korn, oder auch bei grobem Korn (pegmatitische Randfacies, Stockscheider im Erzgebirge), wie bei dem Granitit von Brössnitz in Sachsen, von Geyer im Erzgebirge, Guémené und andern Orten im Morbihan u. s. w. Die Mächtigkeit solcher Randfacies schwankt in sehr weiten Grenzen von Centimetern bis zu Hektometern.

Structuränderungen binden sich gleichfalls oft an die Peripherie der Stöcke; randlicher Übergang aus der hypidiomorph-körnigen Structur in diejenige der Granitporphyre und Granophyre ist das Normale. In den Apophysen, welche vom Stock aus das Nebengestein durchtrümern, und an der unmittelbaren Grenzfläche des Stocks kann es bis zur Ausbildung quarzporphyrischer Structurformen kommen (Brocken im Harz, Horterkollen bei Drammen in Südnorwegen u. s. w.).

Den Stöcken nahe verwandt sind die gewaltigen Lakkolithe und Lagergangmassen der Granite, wie sie besonders in den krystallinen Schiefern, aber auch im eigentlichen Sedimentgebirge (Hohwald-Andlau-Saales in den Vogesen) auftreten.

Es ist eine weit verbreitete Erscheinung, dass die Granitstöcke von eigenthümlichen Ganggesteinen, die nur in ihnen selbst oder in ihrer näheren Umgebung, nicht in selbständigen und unabhängigen Bezirken vorkommen, begleitet werden. So treten die Aplite, Minetten, Kersantite u. s. w. in den normalen Kalkalkaligraniten, die Quarztinguáite, Bostonite und verwandte Gesteine in den Alkaligraniten auf. — Die Ganggefolgschaft der mit Anorthositen verbundenen Hypersthengranite ist noch nicht hinreichend erforscht.

Gänge der granitischen Gesteine mit dem Charakter der Tiefengesteine sind sehr verbreitet. Ihre Mächtigkeit schwankt von einigen Fuss und weniger bis zu Hunderten von Metern. Dass die schmalen Gänge hypidiomorph-körnige Structur besitzen und sie, wie auch die mächtigen Gangmassen, oft keine structurelle Veränderung an den Salbändern wahrnehmen lassen, deutet auf starke Durchwärmung des Nebengesteins zur Zeit der Eruption und also wohl auf Granitmassive in der Tiefe (Gebiet zwischen Rench- und Kinzigthal im Schwarzwald). In andern Fällen zeigen auch die Gänge, wie die Stöcke, randliche Modificationen in Bestand und Structur. Mit Vorliebe scheinen sie pegmatitisch zu werden.

§ 85. Eigenthümliche Veränderungen zeigen die Granitmassive, wenn sie zinnerzführend werden. Die Zinnerzführung steht mit einer mehr oder weniger bedeutenden Verquarzung des normalen Granitgesteins in ursächlichem Zusammenhang. Der Feldspath wird oft vollständig, bisweilen unter vorzüglicher Erhaltung der Structur, von Quarz verdrängt, so dass aus dem Granit ein Gemenge von Quarz mit (meist Li-haltigem) Glimmer hervorgeht, welches Greisen genannt wird. Den chemischen Vorgang zeigen die folgenden Analysen.

	I.	Ia.
SiO_2	74,68	79,73
TiO_2	0,71	—
SnO_2	0,09	1,43
Al_2O_3	12,73	14,31
FeO	3,00	—
MgO	0,35	—
CaO	0,09	—
Na_2O	1,54	—
K_2O	4,64	—
H_2O	1,17	—
Fl	—	4,53
	99,50	100,00

I. Alkaligranit. Altenberg. Erzgebirge (mit 0,50 CuO, Fl nicht bestimmt).
Ia. Feldspath- und glimmerfreier grauer Greisen (Altenberger Zwitter). Ebenda.

Mit dem Zinnerz zusammen erscheinen dann Fl- und Bo_2O_3-haltige Mineralien, wie Topas (Pyknit), Fluorit, Fluorapatit, Turmalin, Axinit, ferner gewisse Erze, wie Wolfram, Scheelit, Rutil, Kalkuranit, Arsenes, Zinkblende u. s. w. Diese Umwandlung des Granitgesteins in Greisen geht von der Peripherie und von Spalten aus vor sich, so bei Geyer, Zinnwald, Schlaggenwald, Altenberg im Erzgebirge, bei Hornberg im Schwarzwald, in Cornwall, bei Vaulry, Haute-Vienne in Frankreich, auf Banka, Timor u. a. O. — Ähnliche Erscheinungen finden sich wohl auch in der Nähe von Kupfererzgängen (Telemarken). —

Offenbar verwandt mit diesem Process ist die randliche Turmalingranitbildung und vielleicht die Kryolithbildung bei Ivigtut in Grönland. — Man hat guten Grund, die Erklärung für diese Erscheinungen in fluor- und borhaltigen Gasemanationen zu suchen. Charakteristisch ist auch das häufige Auftreten sehr reinen Kaolins (Nakrit) bei diesem Process.

§ 86. Die Absonderung der Granitgesteine in den Stöcken ist vorwiegend die parallelopipedische, in den Gängen eine kleincubische, plattige oder unregelmässige. In den Stöcken finden sich dann zwei zu einander angenähert senkrechte Systeme von vertikalen Klüften in Verbindung mit einem System von horizontalen oder der ursprünglichen Gesteinsoberfläche parallelen, im Grossen flach gewölbten Absonderungsflächen. Durch die Verwitterung zerfällt dann der Granit in ein Haufwerk von würfelförmigen Blöcken, oft prachtvolle Felsenmeere bildend. — Kugelförmige Absonderung zeigt sich gern an den im Granitgrus liegenden festeren Blöcken. — Zwischen der kugligen und parallelopipedischen Absonderung steht vermittelnd die Wollsackform. — Prismatische Absonderung wird ebenfalls mehrfach angegeben (Cornwall). — Die bankförmige Absonderung ist eigentlich nur eine parallelopipedische mit zurücktretenden oder weit von einander abstehenden Vertikalklüften.

§ 87. Die Oberflächenformen der granitischen Massen sind sehr verschieden in den Tafelländern, Mittelgebirgen und den jungen Kettengebirgen. In den ersten treten nur geringe Höhendifferenzen bis zu flacher Hügelung hervor; in den Becken liegen Seen, Moore und Torflager. — In den Mittelgebirgen bilden die Granite hügelige Landschaften mit dom- und kuppelförmigen Erhebungen, breiten Rücken, sanften Gehängen, vielverzweigten, meist breiten Thälern. Auch hier liegen auf den flachen Rücken gern Moore. — Im Hochgebirge entwickelt der Granit die zackigen und kühnen Formen der Nadeln, Zinken, Schroffen u. s. w. Diese Unterschiede haben ihre Ursache nicht in der Natur der granitischen Gesteine, sondern in dem verschiedenen Gang und der verschiedenen Intensität der Erosion im Hochgebirge gegenüber dem Mittelgebirge und den Tafelländern.

§ 88. Kein anderes Tiefengestein hat die weite Verbreitung der Granitfamilie. Man kann die zahllosen Vorkommnisse geologisch in drei Hauptgruppen bringen. In der ersten sehen wir die Granite, oft von gneissähnlichem Habitus, in inselartigen Stöcken oder in mächtigen Lagermassen in den uralten Tafelländern, die fast ausschliesslich von krystallinen Schiefern aufgebaut werden, wie Finland, Schweden, das südliche Russland zwischen Bug und Dniepr, und Canada. In der zweiten bilden die Granite Stöcke, Gänge und seltener Lager in den aus krystallinen Schiefern und palaeozoischen Schichten oder nur

aus einer dieser Abtheilungen aufgebauten Mittelgebirgen (alten Continenten und abgetragenen Kettengebirgen), wie Schwarzwald, Vogesen, Odenwald, bayrisch-böhmisches Waldgebirge, Fichtelgebirge, Erzgebirge, Harz, Normandie, Bretagne, französisches Centralplateau, Cornwall, nördliches England, pyrenäische Halbinsel, Calabrien, Norwegen u. s. w. In die dritte Gruppe gehören die Vorkommnisse der Granite in den jungen Kettengebirgen, Alpen, Pyrenäen, Karpathen u. s. w. Hier treten sie entweder in der Centralaxe in Berührung mit den ältesten Schiefergesteinen, oder auch seltener an den grossen Abbrüchen der concaven Seite der Ketten und dann oft in Berührung mit sehr jungen Sedimenten auf.



Fig. 16. Granitit, sogen. Protogin, wenig gepresst. Ilsviken bei Drontheim. Vergr. 15 : 1. Nic. +.

§ 89. **Übergänge der granitischen Gesteine in krystalline Schiefer** (Gneisse) sind in den stark gefalteten Gebirgen überaus häufig, fehlen dagegen dem wenig gestörten Gebirge, wenn man von Erscheinungen an Verwerfungsflächen absieht. Man hat daher Grund, diese Übergänge für ein dynamometamorphes Phänomen zu halten. Die ersten Spuren der Erscheinung zeigen sich im Anstehenden und im Handstück an Knickungen und Biegungen der Feldspathspaltflächen, in einem Abblättern der Glimmer und einer Verschiebung der Blättchen dieses Minerals in parallelen Richtungen, in der zuckerkörnigen Beschaffenheit der Quarze. Dann sieht man beim Abschlagen von Splittern die Bruchflächen oft eigenthümlich in andere Richtungen umspringen, so dass sie aus zwei zu einander recht- oder schiefwinkligen Theilen bestehen. Dieser Knick auf der Bruchfläche erweist sich als zusammenfallend mit narbenartigen Linien, die, wo sie Feldspath durchsetzen, auf den Spaltflächen als matte, nicht spiegelnde Streifen, im Quarz oft als weisse Linien auf fettig glänzendem Grunde, im Glimmer als Knicke erscheinen. Diese Linien sind die Projectionen von Ebenen, an denen Theile des Gesteins gegeneinander verschoben wurden (Quetschflächen). Bei weiterer Entwicklung sieht man die grossen Feldspäthe von feinkörnig wirren Feldspathkörner-

aggregaten umhüllt, die Quarze mehr und mehr zuckerkörnig, die Glimmer in striemig geordnete Blättchen aufgelöst. Besonders u. d. M. zeigt sich jeder Gemengtheil von einem Mantel abgebröckelter Partikel umgeben, wie die Steine einer Mauer von kies- und sandreichem Mörtel eingehüllt werden, daher Mörtelstructur (Fig. 16—18). Die unzerbröckelten Gemengtheile zeigen optische Anomalien, wie man sie künstlich durch Druck hervorbringen kann. Dabei werden die Quetschflächen häufiger und breiter, bekleiden sich wohl auch mit (oft grünlichen) Muscovit-, seltener mit Biotitblättchen, so dass sie sich fettig anfühlen. Die in den Anfangsstadien des Vorgangs nach allen Richtungen laufenden Quetschflächen ordnen sich mehr und mehr parallel, so dass sie Quetschzonen genannt werden müssen, bis endlich eine deutlich schiefrige Structur entsteht. Die Gesammtheit dieser Structurveränderungen bezeichnet man als Kataklasstructur.



Fig. 17. Aus einer Quetschzone des Granitits von Ilsviken bei Drontheim. Vergr. 15 : 1. Nic. +.



Fig. 18. Stark gepresster Granitit. sogen. Augengneiss. Malmagen, Herjeådalen. Schweden. Vergr. 15 : 1. Nic. +.

Hand in Hand mit diesen structurellen Veränderungen geht oft eine Umwandlung des Mineralbestandes. Aus dem Orthoklas wird von Albitadern durchtrümter Mikroklin oder ein Gemenge von Quarz mit (meist grünlichem) Muscovit (Sericit), im Oligoklas entwickelt sich Pistazit, Zoisit, auch Granat, aus dem Biotit schiessen Schwärme von Fibrolithnädelchen heraus und Rutil scheidet sich nicht selten dort aus, wo er in Chlorit übergeht. Das ist z. B. der Zustand vieler

gerpresster Granite in den Alpen, die man Protogin genannt hat, und die unter analogen Verhältnissen ebenso in andern Gebirgen vorkommen.

Eine chemische Veränderung von nennenswerthem Betrage ist mit diesem Vorgange nicht verbunden, wie folgende Analysen zeigen.

	1.	2.
SiO_2	68,60	70,10
Al_2O_3	16,15	16,56
FeO	2,93	1,66
MgO	0,66	0,61
CaO	2,35	1,86
Na_2O	5,54	5,58
K_2O	3,31	3,69
Glühverlust	1,04	0,97
Sa.	100,58	101,02

1. Protogin von granitischem Charakter. Cevins. Isère-Thal.
2. Protogin von gneissartigem Charakter. Ebenda.

Von dieser Umwandlung werden oft nur einzelne Theile getroffen, so dass schmälere und breitere Quetschzonen von gneissartigem oder auch (bei reichlicher Glimmerbildung) sericitschieferähnlichem Charakter das sonst unveränderte Gestein regellos durchsetzen, oder breitere und angenähert parallele Quetschzonen umziehen und trennen bankförmige Massen des unveränderten Gesteins, oder die anscheinend unveränderten Gesteinstheile schrumpfen zu kleineren oder grösseren Linsen innerhalb der Quetschzonen zusammen oder es verschwinden zuletzt alle unveränderten Gesteinstheile und ein Gneiss (oder Sericitschiefer) ist an die Stelle des Granits getreten.

Während diese Form des Übergangs sich ihrer Natur nach leicht durch die optischen und mechanischen Deformationen der Gesteinsgemengtheile als dynamisch kundgiebt, fehlen einer zweiten Form des Übergangs von Granit in Gneiss sowohl die optischen und mechanischen Deformationen, wie auch die Mineralneubildungen mehr oder weniger vollständig, und die Parallelanordnung der vorher regellos verbundenen Gemengtheile ist derart, wie sie etwa durch eine Umkrystallisation aus unvollkommener Lösung bei gleitender Bewegung sich vollziehen würde. An die Stelle der roh-centrisch hypidiomorphkörnigen Structur ist eine parallel allotriomorph-körnige getreten. — Der erste Gang der Umwandlung scheint ein mehr superficieller, der zweite ein mehr abyssischer mit Beziehung auf die Erdoberfläche zu sein.

§ 90. Die granitischen Stöcke zeigen dort, wo sie mit Phylliten, Thonschiefern, Kalksteinen, Mergeln, Grauwackeschiefern und Sandsteinen in Berührung treten, eine metamorphosirende Wirkung

auf diese Gesteine. Die Umwandlungsproducte, welche mit zunehmender Entfernung vom Granit in das normale Gestein übergehen, umhüllen die Granitmassen wie ein Mantel und heissen der Contacthof oder die Contactzone (Fig. 19). Gegen den Granit setzen die contactmetamorphen Gesteine scharf ab; eine Verschmelzung mit den Graniten ist nie beobachtet worden, wenn schon auf kurze Erstreckung hin eine innige Verquickung und Durchdringung durch Aufnahme zahlreicher Fragmente der durchbrochenen Gesteine und Eindringen von Granitzungen in diese mehrfach vorkommt. Innerhalb des Contacthofes ist die Intensität der Umwandlung proportional der Entfernung vom Granit. Die ungleiche Breite der Contacthöfe um dasselbe Granitmassiv wird wohl durch den Verlauf der Grenzfläche zwischen umwandelndem und umgewandeltem Gestein unter Tage, sowie auch

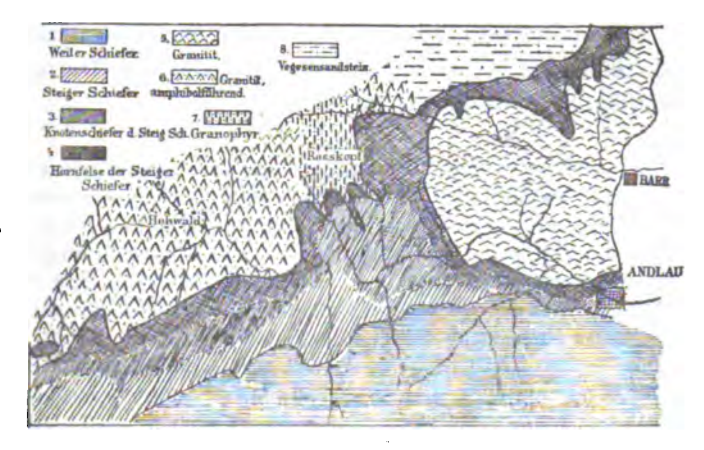


Fig. 19. Contactzone von Barr-Andlau in 1 : 120 000.

durch den verschiedenen Grad der Umwandlungsfähigkeit verschiedener Sedimente zu erklären sein. Das locale Fehlen der Contacthöfe deutet auf Verwerfungen zwischen Granit und Sediment.

Bei der normalen Contactmetamorphose der Thonschiefer und Phyllite beginnt die Umwandlung mit einer localen Anhäufung des meistens kohligen Pigmentes der Schiefer in kleinen Flecken, Knoten, auch wohl in flammen- und garbenartigen Formen, welche daher dunkler erscheinen, als die Hauptschiefermasse (Fleckschiefer, Knotenschiefer, Fruchtschiefer, Garbenschiefer). Dann beginnt eine Umkrystallisation der pigmentärmeren Schiefermasse, von der die unverändert gebliebenen pigmentreichen Flecken, Knoten u. s. w. sich mehr und mehr scharf abheben. Bei weiterer Annäherung an den Granit wird die krystalline Entwicklung in der Hauptmasse des Schiefers auffälliger und nach und nach treten auch die pigmentreichen

Knoten und Flecken unter stärkerer Zusammenballung des Pigments in die krystalline Entwickelung ein. Zuletzt liegen in unmittelbarer Nähe der Granite hochkrystalline Gesteine vor, in denen bald die Schieferstructur erhalten blieb (Schieferhornfelse), bald mehr oder weniger vollständig verloren ging (Hornfelse). — Die chemische Untersuchung eines solchen Contacthofes in seinen verschiedenen Gliedern zeigt, dass abgesehen von einer Abnahme des Gehalts an Wasser und kohliger Substanz in den umgewandelten Schiefern eine stoffliche Veränderung nicht vor sich geht. Die Metamorphose ist also wesentlich ein Act molekularer Umlagerung in den Schiefern, welcher von dem Granit angeregt und bewirkt wird. Die Analysen (1—12, S. 99) liefern ein Beispiel für die chemischen Verhältnisse einer Granitschiefer-Contactzone; Analyse 13 und 13a zeigen, dass die Gesteinsmasse und die pigmentreichen Knoten darin nicht chemisch different sind. Die Schwankungen in den Werthen der einzelnen Bestandtheile der Analysen finden sich schon im unveränderten Gestein. Die organische Substanz wurde nirgends bestimmt.

Die Thonschiefer und Phyllite bestehen wesentlich aus Quarz, farblosem Glimmer oder Kaolin, oft auch aus Feldspathfragmenten, etwas Eisenerzen, Chlorit und organischer Substanz von kohliger Natur und enthalten ausserdem winzigste, kleine Rutilnädelchen und Turmalinsäulchen. Bei dem Beginn der Pigmentconcentration haben die Knötchen und Fleckchen denselben Mineralbestand, wie die Schiefermasse selbst (Knotenthonschiefer). Bei der Umkrystallisation verschwindet Chlorit und Rutil nach und nach ganz; statt des äusserst feinkörnigen Gemenges von Kaolin oder farblosem Glimmer mit Quarz bilden sich weit gröber körnige Aggregate von Quarz und Muscovit, zu denen sich auch ein eigenthümlicher, chokoladebrauner Biotit (Analyse 14, S. 99) in rundlichen und zackigen Blättchen gesellt (Knotenglimmerschiefer), der die Titansäure aufnimmt. Die Gesteine ähneln in diesem Stadium manchen dynamometamorphen krystallinen Schiefern der normalen Sedimentformationen in gefalteten Gebirgen. Wenn dann nach und nach auch die Knötchen in die krystalline Entwicklung eintreten, so werden ihre Ränder gegen die Gesteinsmasse hin immer undeutlicher, bis sie ganz verschwinden. Oft halten sie noch bis in die Hornfelsregion hinein an (Knotenhornfelse). Die Endproducte dieser Umwandlung sehen, wenn die schiefrige Structur erhalten bleibt, glimmerschiefer-, auch gneissähnlich aus und haben z. Th. genau den chemischen und mineralischen Bestand dieser, sowie deren Structur, daher der Name Fruchtgneisse der älteren Geologie. Bei Verlust der schiefrigen Structur, also bei den typischen Hornfelsen, findet sich massiger Habitus, eine dunkle, blaugraue, blauschwarze, auch schwarzbraune Farbe und ein eigenthümlich weicher Schimmer, welcher von den Biotitblättchen herrührt. Der Mineralbestand der Hornfelse ist derselbe, wie der der Knotenglimmerschiefer, doch tritt sehr oft Feldspath, Andalusit (seltener Sillimanit), Granat, Cordierit u. a. hinzu, wonach man verschiedene Arten von Hornfelsen unterscheidet. In diesen Mineralien, zumal in Cordierit, Andalusit und Granat, pflegt sich der Rest des ursprünglichen

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	13a.	14.	15.	16.	16a.
SiO_2	57,32	57,42	57,36	59,98	63,87	57,99	60,20	56,68	58,81	54,11	58,27	60,30	60,91	58,97	33,95	61,08	61,57	66,41
TiO_2	Sp.	0,12	—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	0,19	—	—	—	3,40	0,20	1,10	1,02
Al_2O_3	25,27	27,32	22,81	24,84	22,12	25,33	27,09	27,90	24,38	30,77	25,37	22,77	21,85	23,96	17,69	23,77	20,55	16,84
Fe_2O_3	6,43	8,16	9,31	5,54	7,28	6,79	3,38	6,37	7,38	3,50	5,38	6,40	4,81	4,14	—	5,55	2,02	1,97
FeO	1,31	0,79	—	0,49	1,08	1,57	2,22	0,29	0,49	6,01	5,14	2,17	4,05	5,61	21,94	3,51	4,28	5,50
MnO	0,22	Sp.	0,22	0,31	Sp.	0,38	Sp.	Sp.	0,20	Sp.	Sp.	Sp.	—	—	Sp.	0,18	0,10	0,12
MgO	0,66	0,89	0,15	1,36	0,06	1,14	0,65	1,07	1,70	1,18	2,59	1,56	1,32	0,61	7,98	1,91	1,27	1,71
CaO	1,05	0,66	0,17	0,73	0,09	0,91	0,95	0,71	0,89	1,51	0,82	0,55	0,92	0,30	1,10	0,37	0,24	0,37
Na_2O	2,17	Sp.	1,45	2,43	0,97	1,58	0,47	0,82	0,98	1,21	Sp.	2,44	0,37	0,25	1,00	1,09	0,68	1,76
K_2O	2,58	3,26	4,61	1,75	1,63	1,62	1,24	3,76	2,50	0,87	Sp.	3,00	1,96	1,22	8,39	1,17	4,71	0,56
H_2O	3,77	2,77	5,32	4,06	3,51	3,45	4,40	2,70	2,17	1,45	1,99	1,36	3,22	4,12	3,46	0,64	4,09	1,31
Sa.	100,78	101,39	101,40	101,49	100,61	100,76	100,60	100,30	99,50	100,61	99,75	100,55	99,51	99,18	99,89	101,18	100,61	100,78
Sp. G.	2,790	2,812	—	2,760	2,828	2,821	2,831	2,850	2,820	2,773	2,823	2,726	2,81	—	—	2,923	2,85	2,73

1. Unveränderter Thonschiefer (Steiger Schiefer). Nördl. Gebirgsabhang oberhalb Steige. Weilerthal. Unter-Elsass.
2. „ „ „ „ Lienschbachthal unterhalb Hohwald. Unter-Elsass.
3. „ „ „ „ Dudenbachthal zwischen Hohwald und Andlau. Unter-Elsass.
4. „ „ „ „ Strasse zwischen Haut-de-Steige und dem Gebirgskamm. Unter-Elsass.
5. Knotenthonschiefer der Steiger Schiefer. Buckel zwischen Dudenbach- und Hasselbachthal oberhalb Andlau. Unter-Elsass.
6. „ „ „ „ Lienschbachthal unterhalb Hohwald. Unter-Elsass.
7. Knotenglimmerschiefer. Andlauthal. Unter-Elsass.
8. Knotenglimmerschiefer im Uebergang zu Andalusithornfels. Fischbachthal oberhalb Andlau. Unter-Elsass.
9. Andalusithornfels. Oestlicher Fuss des Kienberges zwischen Hohwald und Barr. Unter-Elsass.
10. „ Unterhalb Ruine Landsberg bei Barr. Unter-Elsass.
11. „ unfrisch. Heiligensteiner Weg unter dem Männelstein bei Barr. Unter-Elsass.
12. „ Andlau. Unter-Elsass.
13. Knotenglimmerschiefer. Lac d'Oo. Pyrenäen. (Mit 0,09 CO_2, 0,01 organischer Substanz.)
13a. Knoten aus diesem Gestein. Lac d'Oo. Pyrenäen.
14. Brauner Biotit aus Schieferhornfels von Christiania. Norwegen. (Mit 0,98 eines durch Schmelzung mit $HKSO_4$ nicht in Lösung zu bringenden Gemisches von Oxyden des Zr und der seltenen Erdmetalle.)
15. Turmalinhornfels aus Knotenglimmerschiefer der Steiger Schiefer. Gosbornthal oberhalb Breitenbach. Unter-Elsass. (Mit 1,71 Fluorbor und Kieselfluor.)
16. Thonschiefer, unverändert, 100 Fuss vom Contact mit Granit. Albany, N. H., U. S. A.
16a. Turmalinhornfels in unmittelbarem Contact mit Granit. Albany, N. H., U. S. A. (Mit 2,96 Bo_2O_3 und 0,25 Fl.)

kohligen Pigments in der Form von Graphitscheibchen mit Vorliebe anzuhäufen. Der Mineralbestand der Contactproducte wechselt in weiten Grenzen mit und ist ausschliesslich abhängig von der ursprünglichen Zusammensetzung der contactmetamorphosirten Schiefer. Auch die Metamorphosirbarkeit ist abhängig von dem chemischen Bestande; die durchgreifendsten Veränderungen finden sich bei thonerdereichen, magnesiareichen und kalkreichen, die geringsten bei quarzitischen und sehr kohlereichen Schiefern.

Statt der dunklen Knötchen in den äusseren Theilen der Contacthöfe oder neben denselben findet sich, zumal in kohlereichen Schiefern, gern Chiastolith, dann Chiastolithschiefer (Rehau im Fichtelgebirge, Truttenhausen bei Barr, Gegend von Christiania, Morbihan u. s. w.). — Nicht immer sind die Granitschiefercontacthöfe in vollständiger Entwicklung vorhanden, oft fehlen einzelne Glieder der contactmetamorphen Reihe. — Es giebt Contacthöfe, denen die Knotenbildung durchaus fehlt, bei denen sich aus den Schiefern sofort die Hornfelse entwickeln (Gegend von Christiania); das scheint an weniger gefaltetes Gebirge gebunden zu sein. — Eine Erhaltung des fossilen Inhalts der Schiefer pflegt nur in den äussersten Theilen der Contacthöfe vorzukommen und in Schiefern von geringer Neigung zu durchgreifender Metamorphose; so hat man nicht selten in demselben Handstück Chiastolithe neben Graptolithen (Christiania) oder neben Trilobiten (Portugal).

Kalksteine und kalkreiche Mergel, mögen sie Linsen im Schiefer, wie bei Truttenhausen unfern Barr, im Harz, bei Christiania, oder selbständige Schichten bilden, werden in der Granitnähe oft nur in Marmor umgewandelt oder sie erfüllen sich gleichzeitig mit Silikaten (Granat, Vesuvian, Epidot, Malakolith, Strahlstein, Plagioklas, Glimmer, Titanit u. a. m.), oder endlich es verschwindet jede Spur der Carbonate und es sind lauter Silikate in meist sehr feinkörniger, seltener in grobkörniger Verwebung an ihre Stelle getreten. Abhängig ist dieser Vorgang natürlich von der relativen Menge von Carbonat und Thon nebst Quarz im ursprünglichen Gestein. Ein solches Umwandlungsproduct heisst ein Kalksilikathornfels.

In allen diesen drei Fällen bleiben die Fossilien bis in die Hornfelse hinein oft vollkommen erhalten und treten besonders auf angewitterten Flächen scharf erkennbar hervor. Die Zusammensetzung des ursprünglichen Mergels ergiebt sich durch Berechnung des CaO und MgO als Carbonat, des Eisens als Hydroxyd, der Thonerde als Kaolin oder Muscovit, der Alkalien auf Feldspath und Reduction auf 100.

Ähnlich wie die Thonschiefer entwickeln sich in den Contacthöfen auch die Grauwackenschiefer, Grauwacken und Sandsteine, letztere je nach der Natur ihres Cäments. — Bei krystallinen Schiefern pflegt die metamorphosirende Einwirkung des Granits auf die Neubildung gewisser Mineralien, ganz besonders des Andalusit, Cordierit, Granat, Sillimanit, Spinell, Graphit u. s. w. beschränkt zu sein.

	1.	2.	3.	4.
SiO_2	48,28	48,31	45,09	58,20
TiO_2	0,27	2,18	2,20	1,45
Al_2O_3	13,02	13,30	11,66	12,07
Fe_2O_3	8,87	0,66	3,59	7,27
FeO	0,14	8,77	6,79	0,59
MnO	—	Sp.	0,09	Sp.
MgO	5,87	5,66	6,01	2,37
CaO	19,71	18,60	17,78	14,07
Na_2O	0,86	1,28	1,09	0,85
K_2O	1,74	0,94	2,51	1,27
H_2O	1,16	1,17	0,62	1,82
P_2O_5	—	Sp.	0,37	0,12
CO_2	—	Sp.	1,75	—
SO_3	—	—	0,11	—
Sa.	99,92	100,87	99,99	100,08
Sp. G.	3,081	3,109	3,055	3,024

1. Kalksilikathornfels, grünlichweiss. Friedrichsbrunn. Harz.
2. „ Friedrichsbrunner Forst. Harz.
3. „ Riefenbachthal. Harz. (Mit 0,33 organ. Substanz.)
4. „ Truttenhausen bei Barr. Unter-Elsass.

Wo eruptive Erguss- und Lagergesteine den contactmetamorphosirten Sedimenten eingeschaltet sind, werden auch sie in den Umwandlungsprocess hineingezogen. Ihre Plagioklase liefern dann Neubildungen von Pistazit, Zoisit, auch Granat neben Albit, an die Stelle ihrer Pyroxene treten Hornblendemineralien und derselbe Biotit, wie in den Schieferhornfelsen, ihre titanhaltigen Eisenerze geben zur Titanit- und Anatasbildung Veranlassung und ihre Structur ändert sich vollkommen (Diabashornfelse).

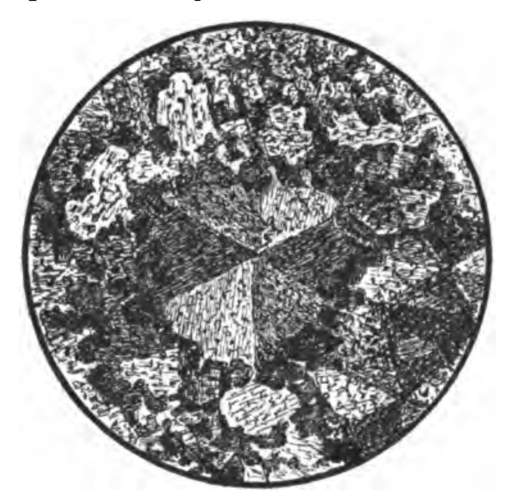


Fig. 20. Cordierithornfels. Pulsnitz, Sachsen. Vergr. 15:1. Nic. +.

Das Charakteristische in der Structur der Hornfelsgesteine liegt bei aller Mannichfaltigkeit immer darin, dass, abgesehen von den Andalusiten, Chiastolithen und Granaten, wo diese vorkommen, und gelegentlich von den Cordieriten, keine idiomorphen Gemengtheile auftreten, also auch keine gegenseitige Altersbestimmung möglich ist. Alle wesentlichen Gemengtheile,

Quarz, Feldspath, Muscovit, Biotit, auch oft Cordierit und Andalusit, haben rundlich-eckige oder gelappte und gezackte Umrisse, so dass sie oft eigenthümlich verzahnt ineinander eingreifen, oder, wenn rundlich-eckig, wie Bienenzellen oder Pflastersteine nebeneinander liegen (Fig. 20—22). Dabei umschliesst gelegentlich jeder Gemengtheil jeden andern, ja in vielen Fällen ist jeder Gemengtheil von Lappen, Körnern und Scheibchen jedes andern ganz erfüllt, so dass jeder Gemengtheil nur in skelettartiger Ausbildung vorliegt. Die Umkrystallisation des normalen Sediments hat offenbar in starrem oder doch nur sehr wenig plastischem Zustand stattgefunden.



Fig. 21. Andalusithornfels. Miltitz bei Meissen. Vergr. 15 : 1.

Die Granitstöcke der Vogesen, des Odenwaldes, des Fichtelgebirges, des Erzgebirges, des Harzes, des nördlichen Frankreichs, der Pyrenäen, Grossbritanniens, des südlichen Norwegens, Canadas u. s. w. zeigen die beschriebenen Contactphänomene in vorzüglicher Schönheit. Der Durchmesser solcher Contacthöfe wechselt sehr und erreicht in horizontaler Richtung gelegentlich über zwei Kilometer.



Fig. 22. Quarzbiotithornfels. Pulsnitz, Sachsen. Vergr. 30 : 1.

§ 91. Es giebt eine zweite Gruppe von Contacthöfen an Granitmassiven, welche man pneumatolytische Contacthöfe nennen kann. Diese Contactgebilde erreichen nie die Mächtigkeit der normalen Contacthöfe, sind auch nicht wie diese so streng gebunden an und in ihrer Intensität abhängig von der Granitgrenze. Sie erscheinen nicht selten

inselartig im unveränderten Sediment oder in normalen Contacthöfen (Gosbornthal bei Breitenbach, Unter-Elsass). Ihr Auftreten ist an Spalten und Klüfte gebunden; bezeichnend ist es, dass die Granite, an denen sie einige Ausdehnung gewinnen (Fig. 23), wie der Albany-Granit in den White Mountains in New Hampshire, am Contact Reibungs-Breccienbildung zeigen. Auch die veränderten Sedimente thun das oft. Für ihren Mineralbestand sind Fl- und Bo-haltige Substanzen, wie Flussspath, Topas, Turmalin, Axinit neben Andalusit und oft Muscovit, charakteristisch. Chemisch ist für sie bezeichnend eine

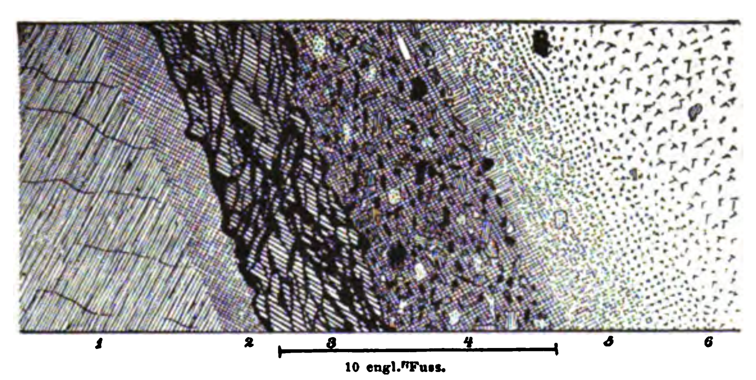


Fig. 23. Pneumatolytische Contactzone am Hornblendegranitit von Albany, N. H., U. S. A. Nach HAWES.

1) Thonschiefer.
2) Schiefriger Hornfels.
3) Turmalinhornfels.
4) Breccienartige Mischung von Granitit und Schiefer.
5) Granitporphyr-Facies des Granitits.
6) Normaler Granitit.

oft starke stoffliche Änderung des umgewandelten Gesteins (vergl. Analyse 15, S. 99 mit 1—4 und Analyse 16a mit 16). In diese Gruppe gehören die sog. Schörlfelse vom Auersberg bei Eibenstock, der Topasfels am Schneckenstein im sächsischen Voigtlande, die axinitreichen Limurite der östlichen Pyrenäen u. a. — Solche pneumatolytische Contactgebilde enthalten sehr oft Erze, besonders Zinnerz, wie ja die ganze Greisen- und Turmalingranitbildung zu den pneumatolytischen Vorgängen gehören.

Die Familie der syenitischen Gesteine[1].

§ 92. Alle Syenite sind quarzarme bis quarzfreie Tiefengesteine von hypidiomorph-körniger, oft in's Porphyrartige neigender Structur, in denen

[1] Der Name kommt zuerst bei PLINIUS vor und bezeichnet den im Alterthum vielfach zu Monumentalwerken verwendeten Amphibolgranitit von Syene, dem heutigen Assuan in Ober-Ägypten. WERNER übertrug den Namen auf den Amphibolsyenit des Plauen'schen Grundes bei Dresden. In der romanischen und englischen Literatur, zumal der älteren, betont die Bezeichnung Syenit den Hornblendegehalt, in der deutschen die Quarzarmuth.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO_2 . . .	64,96	64,54	66,95	62,81	66,85	46,22	49,25	38,41	35,42	49,79	49,60	50,33
TiO_2 . . .	—	—	—	—	—	1,08	—	—	1,34	—	—	0,66
Al_2O_3 . .	20,14	20,55	17,87	23,21	19,50	8,12	5,83	17,65	8,89	2,93	4,16	0,80
Fe_2O_3 . .	Sp.	0,45	0,90	—	0,18	9,33	—	3,75	9,73	—	—	—
FeO . .	—	—	—	—	—	15,18	16,97	21,75	24,28	18,95	9,82	12,37
MnO . . .	—	—	—	—	—	—	—	0,15	1,17	—	—	—
MgO . . .	—	—	0,24	0,07	Sp.	5,20	13,18	2,54	0,17	5,60	14,42	10,98
CaO . . .	2,16	0,99	0,52	2,60	0,11	10,08	13,03	10,52	6,93	21,76	21,86	22,01
Na_2O . . .	0,79	1,62	5,20	4,23	7,44	2,46	—	2,95	5,13	0,61	—	2,14
K_2O . . .	13,31	10,78	7,82	7,54	5,80	1,23	—	1,95	3,23	0,36	—	0,94
H_2O . . .	—	0,49*	0,30*	—	0,31*	1,36*	—	0,24*	3,15	—	—	—
P_2O_5 . . .	0,37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sa. . . .	101,73	99,74	99,80	100,46	100,21	100,26	98,21	99,91	99,94	100,00	99,86	99,73
Sp. G. . .	2,573	—	—	2,619	—	3,157	3,112	3,437	—	—	3,317	3,401

* Glühverlust.

1. Orthoklas aus Syenit. Biella.
2. Mikroklin aus Kugelaugitsyenit. High Rock Mine. Ottawa. Canada (mit 0,32 BaO).
3. Natronorthoklas aus Pulaskit. Fourche Mountain. Arkansas.
4. Anorthoklas (Kryptoperthit) aus Laurvikit. Laurvik.
5. Mikroperthit aus Pulaskit. Red Hill. Moltenborough, N. H. (mit 0,07 BaO).
6. Hornblende aus Syenit von Biella. Piemont.
7. Hornblende aus Augitsyenit vom Monzoni, aus Verwachsung mit Augit getrennt.
8. Barkevikitischer Amphibol aus Sodalithsyenit. Square Butte. Montana. In den 17,65 % Al_2O_3 stecken wahrscheinlich 1,26 TiO_2.
9. Alkaliamphibol aus Umptekit von Beverley unweit Boston, Mass. U. S. A.
10. Hedenbergitischer Diopsid. Aus demselben Gestein, wie der Mikroklin unter 2.
11. Grüner Augit, aus Verwachsung mit Hornblende getrennt. Aus Augitsyenit des Monzoni.
12. Diopsidischer Pyroxen aus Laurvikit. Byskoven bei Laurvik.

ein Alkalifeldspath der herrschende Gemengtheil ist. Mit demselben ist allenthalben eines oder mehrere Glieder der Biotit-, Amphibol- und Pyroxen-Familie verbunden. Je nach dem Fehlen oder der reichlicheren Anwesenheit eines Kalknatronfeldspathes unterscheidet man die beiden Hauptabtheilungen der Alkalisyenite und der Alkali-Kalksyenite oder normalen Syenite. Als Nebengemengtheile treten Eisenerze, Apatit und Zirkon auf; häufiger Übergemengtheil ist Titanit, auf einzelne Glieder der Syenitfamilie beschränkt sind Olivin, Sodalith und Nephelin.

§ 93. Soweit zuverlässige Untersuchungen darüber vorliegen, ist der Alkalifeldspath in den normalen Kalk-Alkalisyeniten ein natronarmer Orthoklas (Analyse 1, oben), selten ein Mikroklin mit Gitterstructur (Analyse 2, oben), oder ein perthitischer Feldspath; in

den Alkalisyeniten ist es vorherrschend ein Mikroperthit oder ein Mikroklinmikroperthit, bezw. Anorthoklas oder Kryptoperthit (Analyse 3, 4, 5, S. 104). Die Farben sind vorherrschend rothe oder weisse. Zwillingsbildungen und Verwachsungen sind analog denen in den Graniten; ebenso die Verwitterung. Die Alkalifeldspäthe treten gerne einsprenglingsartig hervor, und da sie allenthalben die Hauptmasse des Gesteins bilden, bedingen sie meistens auch die Grundfarbe desselben. Ihr Habitus wechselt in den verschiedenen Gliedern der Syenitfamilie.

Wo sich ein Kalknatronfeldspath findet, gehört er zum Oligoklas oder Andesin; basischere Mischungen (Labrador) treten in dem Monzonit- und Gröba-Typus und in basischen Spaltproducten der Syenitgesteine auf. Zonarer Aufbau, Verwachsung mit Alkalifeldspäthen und Verwitterung entsprechen denen bei den Graniten.

Der Quarz fehlt den Alkalisyeniten in der Regel vollständig, den Alkali-Kalksyeniten wohl kaum je. Stets ist er allotriomorph und giebt sich als die jüngste Bildung kund.

Das Glimmermineral gehört der Biotitfamilie an und ist bei schwarzer Farbe im auffallenden Lichte mit brauner Farbe und starkem Pleochroismus durchsichtig; es bildet idiomorphe, hexagonale Täfelchen. Durch Verwitterung geht der Biotit in grünen Chlorit über, wie bei den Graniten, bleicht auch wohl vollständig aus. Heller Glimmer fehlt durchweg.

Der Amphibol der normalen Syenite ist eine mit grüner Farbe durchsichtige, in der Prismenzone meistens idiomorphe, terminal oft unregelmässig begrenzte gemeine Hornblende mit mässigem Thonerde- und kleinem Alkaligehalt (Analyse 6, S. 104). In den Glimmersyeniten des Erzenbachtypus ist sie hellgrün oder gelblich bis fast farblos, arm an Alkali und stark wasserhaltig (Analyse 10, S. 74). In Monzoniten verwächst sie nicht selten mit Diopsid in paralleler Stellung und hat grüne Farbe von mittlerer Intensität (Analyse 7, S. 104). Die Verwachsung mit Pyroxen ist in den diopsidreichen Syeniten meistens eine perthitische Durchdringung in unregelmässig begrenzten Fetzen, in den Hornblendesyeniten liegt der Diopsid als Kern in der Hornblende. Zwillingsbildung nach der Querfläche ist verbreitet. Die Umwandlungsphänomene sind dieselben, wie im Granit. — In den Alkalisyeniten ist der Amphibol bald rothbraun, bald graublau, und gehört zu den Ti- und alkalihaltigen, dabei eisen- und thonerdereichen basaltischen und (Anal. 8 u. 9) barkevikitischen (braunen), bezw. arfvedsonitartigen (blaugrünen) Amphibolen. Die letzten fallen durch schwache Doppelbrechung auf. Parallelverwachsung bei allmähligem Übergange aus rothbrauner in graublaue Farbe ist nicht

selten. Formen, Zwillingsbildungen und Spaltung sind dieselben, wie bei der gemeinen Hornblende. Rein blauer Riebeckit kommt meistens nur spärlich und mehr accessorisch vor. Die Amphibole der Alkalisyenite verwittern leicht zu Eisenoxydgemengen.

Von der Pyroxenfamilie begegnet man in den normalen, wie in den Alkalisyeniten einem hellgrünen bis fast farblosen, selten sattgrünen, meistens vollkommen idiomorphen Diopsid (Analyse 10—12) mit der Begrenzung durch Prisma, beide vertikale Pinakoide und die Grundpyramide, zu denen sich wohl auch weitere Flächen einstellen. Zwillingsbildungen nach der Querfläche sind häufig. In den Alkalisyeniten ist der Diopsid alkalihaltig; man vergleiche Analyse 12, S. 104 mit Analyse 14, S. 74. Dieser Pyroxen liefert bei der Verwitterung Calcit und Serpentin oder Chlorit. — In den Alkalisyeniten begleitet oder vertritt den grünen Diopsid gelegentlich ein violettbrauner, wohl Ti-haltiger, diallagähnlicher Pyroxen, öfter auch Aegirinaugit und Aegirin, theils in selbständigen Individuen, theils in mantelförmigen Hüllen um Diopsid. — Manche Alkalisyenite enthalten nur Aegirin mit mehr oder weniger vollständigem Ausschluss jedes andern farbigen Gemengtheils.

Der gelbe bis braune Titanit ist idiomorph und zeigt in den normalen Syeniten die Briefcouvertform mit $\frac{2}{3}P\grave{2}(\bar{1}23)$, $oP(001)$, $P\bar{\infty}(\bar{1}01)$, in den Alkalisyeniten herrschen die Formen $P\dot{\infty}(011)$ mit untergeordnetem $oP(001)$ und $P\infty(\bar{1}01)$. Die Zwillingsbildung nach der Basis ist besonders häufig bei dem alkalisyenitischen Typus.

Apatit und Eisenerze (oft titanhaltig) sind gewöhnlich erst mikroskopisch erkennbar. Aus den Eisenerzen entsteht bei der Verwitterung oft Titanit in unregelmässigen eckigen Körnchen.

§ 94. Die Structur der Syenite wiederholt die bei den Granitgesteinen beschriebenen Verhältnisse § 81 und 82. Die Ausscheidungen aus dem Magma beginnen mit der Bildung des Apatit, Zirkon und der Erze, dann folgt diejenige der Mg- und Fe-reichen farbigen Silikate, dann die der Ca-reichen Silikate und den Schluss machen die Alkalifeldspäthe und der Quarz. Zu betonen ist es, dass die Diopsidbildung z. Th. sicher, z. Th. wahrscheinlich der Amphibolbildung vorausgeht und dass die Ausscheidung der alkalireichen Amphibole und Pyroxene oft bis in sehr späte Abschnitte der Gesteinsverfestigung anhält. — Die aus der Succession der Mineralausscheidungen sich ergebende gelegentliche starke Anhäufung der älteren Gemengtheile (basischen Concretionen), sowie das schlierenartige Auftreten von saureren Gesteinstheilen, denen die älteren Ausscheidungen fast vollständig fehlen, ist hier ebenso zu beobachten, wie in den Graniten. Kuglige Gebilde kennt man im Syenit bisher nur von der Apatitgrube High Rock am rechten Ufer

des Du-Lièvre-Flusses, 21 miles oberhalb Buckingham, Grafschaft Ottawa, Canada. Das gangförmige Gestein besteht aus unregelmässig rundlichen bis eiförmigen, kleinen, aber bis zu 3 Zoll Quer- und mehreren Zoll Längsdurchmesser erreichenden Mikroklinaggregaten, denen wenig Quarz, Augit, Titanit und Apatit beigemengt ist, und die von einem dünnen Mantel von eisenreichem Diopsid eingehüllt werden. Die Ovoide gehen an vielen Stellen in flach scheibenförmige Gestalten über, so dass das Gestein gneissartig aussieht. — Die miarolitische Lockerheit des Gefüges und die Beziehungen derselben zu pneumatolytisch-pegmatitischen Bildungen ist oft vorzüglich deutlich (Gegend von Meissen, Christiania u. s. f.).

Die Anordnung der Gemengtheile ist die richtungslos hypidiomorph-körnige bei einem Korn, welches vom feinen bis zum groben wechselt. Fluidalstructuren kommen besonders gern durch Parallelordnung der dann nach M. dünntafelförmig werdenden Alkalifeldspäthe zu Stande (trachytoide Structur), wie im Plauen'schen Grund bei Dresden u. a. O. Auch die farbigen Gemengtheile sind oft parallel geordnet, so dass eine deutliche Lagenstructur entsteht, die an krystalline Schiefer erinnert. — Dynamische Structurformen zeigen die gleichen Verhältnisse wie bei den Graniten, modificirt durch den geringen oder fehlenden Quarzgehalt.

§ 95. Alle Syenite schliessen sich auf das Engste an die Granitgesteine an, sind mit diesen durch zahlreiche Übergänge sowohl im chemischen, wie im Mineralbestande und im natürlichen Vorkommen verbunden; sie sind kieselsäurearme Formen der granitischen Magmen. Indessen sind die Übergänge keine willkürlichen, sondern wir finden die Alkalikalksyenite geologisch nur mit den Alkalikalkgraniten vergesellschaftet, während andererseits die Alkalisyenite in den geologischen Provinzen der Alkaligranite erscheinen und in diese übergehen.

Innerhalb der beiden Hauptabtheilungen der Alkali-Kalk- und der Alkalisyenite stellen sich bald geringere, bald grössere Verschiedenheiten heraus, je nach den farbigen Gemengtheilen, die mit den Feldspäthen verbunden sind. Recht selten ist nur ein solcher da, aber es pflegt doch in den meisten Fällen einer der herrschende zu sein, so dass man in beiden Hauptreihen Glimmersyenite, Amphibolsyenite und Pyroxensyenite unterscheiden kann. Aber selbst diese Gliederung entspricht noch nicht vollständig der Mannichfaltigkeit der natürlichen Vorkomnisse.

§ 96. Die am längsten bekannte Reihe der normalen oder Alkali-Kalksyenite mit Biotit als herrschendem farbigen Gemengtheil umfasst Glieder, welche so vollkommen den Granititen in

Structur, relativer Menge der Gemengtheile, Farbe und Habitus entsprechen, dass man sie am genauesten als **quarzarme Granitite** bezeichnen würde. Sie sind verbreitet als Faciesbildungen in den grossen Granitmassen des canadischen Laurentian, wo sie unmerklich in die Granitite übergehen, und finden sich auch bei Moritzburg im Granit-Syenit-Gebiet von Meissen und sonst. — Ein hiervon etwas abweichender Typus von mittlerem bis feinem Korn, grauer, nicht rother Farbe, grösserem Gehalt an sehr gleichmässig vertheiltem Biotit hat eine weite Verbreitung in der Form von Stöcken und Gängen im Gneiss des Schwarzwaldes, besonders zwischen Rench- und Kinzigthal in der Umgebung von Oberwolfach, Hausach, Zell a. H., Schapbach bis auf die Hochebene bei Unterkirnach (Analyse 1 und 2). Die Vorkommnisse sind z. Th. randliche Ausbildungsformen des Granititis (s. oben Durbachit), stehen aber in andern Fällen nicht in nachweisbarem Zusammenhange mit solchem. Quarz ist in wechselnder Menge, eine gelbgrünliche Hornblende oft (auch den Biotit umwachsend), Titanit unregelmässig vorhanden. Der Oligoklas wechselt gegenüber dem

	1.	2.	3a.	3b.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO_2 . .	59,86	58,69	63,25	68,60	56,90	59,83	59,37	62,69	51,78
TiO_2 . .	0,75	0,83	0,34	—	0,19	Sp.	0,26	1,22	—
Al_2O_3 .	16,68	13,91	10,37	16,76	18,50	16,85	17,92	12,77	19,71
Fe_2O_3 .	2,78	2,41	2,77	0,93	0,17	—	6,77	3,22	6,13
FeO . .	3,00	3,94	2,71	0,52	4,61	7,01	2,02	4,79	3,38
MnO . .	—	—	—	—	Sp.	—	—	0,60	0,48
MgO . .	3,51	6,63	9,92	0,79	5,10	2,61	1.83	3,09	4,91
CaO . .	3,96	3,41	1,24	0,86	6,17	4,43	4,16	5,02	7,50
Na_2O . .	3,58	2,62	1,55	4,49	2,99	2,44	1,24	2,39	4,44
K_2O . .	4,30	4,53	4,90	6,46	4,14	6,57	6,68	3,63	2.65
H_2O . .	1,44	2,59	4.03*	0,78*	0,51	1,29*	0,38*	1,06	0,27*
P_2O_5 . .	nicht best.	0.30	—	—	0.79	—	0.58	Sp.	0.68
Sa. . . .	99,86	99,96	101.08	100,19	100.07	101.03	101,21	100,48	101,18
Sp. G. .	—	—	2.696	2,602	2.857	2,730	2,710	2,952(?)	—

* Glühverlust.

1. Glimmersyenit, quarzhaltig. Erzenbachtypus. Frohnau bei Hausach. Schwarzwald.
2. „ „ S. Farenkopf bei Hausach. Schwarzwald.

3a. „ „ grobkörnig, sehr biotitreich. Dunkler Theil eines gemischten Ganges im Gneiss des Gieringer Loch. Blatt Petersthal. Schwarzwald.

3b. Granitischer heller Antheil desselben Ganges. Ebenda.

4. Augitglimmersyenit mit Hornblende und rhombischem Pyroxen. North Fork des Turkey Creek. Jefferson Co., Denver Basin, Col. U. S. A.
5. Hornblendesyenit. Plauen'scher Grund bei Dresden.
6. „ Biella. Piemont. (Sp. G. nach dem Schmelzen ist 2,43.)
7. „ mit Augit. Zwischen Nieder-Hannsdorf und Neudeck. Nieder-Schlesien.
8. Augitsyenit. Gröba bei Riesa. Sachsen.

Orthoklas beträchtlich an Menge. Das Korn wird oft grob, besonders bei hohem Glimmergehalt. Die Gänge zeigen oft Spaltungsphänomene (gemischte Gänge), so dass meistens Mitte und Salband verschieden sind, gelegentlich auch mehrfacher Wechsel von hellen, quarz-feldspathreichen mit glimmerreichen Lagen vorkommt. Kuglige Absonderung ist besonders den dunklen Theilen der Gänge eigen. Analyse 3a zeigt in dem niedrigen Gehalt an Al_2O_3, dem hohen an MgO deutlich eine Annäherung an lamprophyrischen Charakter; der saure Theil (Analyse 3b) des Ganges besitzt chemisch echt granitische Natur; hervorzuheben ist, gegenüber den normalen Gesteinen, der geringe Gehalt an CaO in 3a und 3b. Der H_2O-Gehalt in 3a steckt z. gr. Th. im Biotit. Dieser Typus heisst nach einem Vorkommen im Erzenbachthal bei Oberwolfach im Schwarzwald der Erzenbach-Typus. — Die chemische Zusammensetzung eines auch Augit und rhombischen Pyroxen führenden Vorkommens giebt Analyse 4.

§ 97. Nur durch geringeren Quarzgehalt unterscheidet sich von den Amphibolgranititen der Hornblendesyenit oder Syenit schlechthin, als dessen Typus WERNER das zum Meissener Granitsyenitmassiv gehörige Gestein des Plauen'schen Grundes festlegte (Analyse 5). Derselbe Typus kommt an andern Stellen im genannten Massiv, ebenso als Faciesbildung in den Amphibolgranititmassiven der Südvogesen, im Odenwald (Kisselbusch bei Löhrbach; hier quarz- und biotitfrei und ohne Titanit), wohl zum Heidelberger Granitit gehörig, in der Gegend zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien (Analyse 7) und bei Biella in Piemont vor (Analyse 6). Der Habitus ist allenthalben granitisch, die dunklen Gemengtheile sind, wie sich das im MgO- und Eisengehalt ausdrückt, nicht spärlich und bestehen neben Hornblende allenthalben aus Biotit, nicht selten auch Augit, der mit Vorliebe als Kern der Hornblendeindividuen erscheint. Titanit ist recht constant, Orthit nicht allzu selten vorhanden. Zur Unterscheidung von den andern Syenittypen heisst dieser der Plauen'sche Grund-Typus.

In demselben ist die Vorherrschaft des Alkalifeldspaths noch eine sehr entschiedene, wie das Verhältniss der Alkalien in der Analyse zu einander und in ihrer Gesammtheit zum Kalk deutlich darthut. Dieses Verhältniss kehrt sich in beiden Punkten um bei dem Augitsyenit des Gröba-Typus; der Charakter wird dioritisch und damit wächst auch die Bedeutung der farbigen Gemengtheile, also des Eisens und der Magnesia (Analyse 8). Im Gröba-Typus treten die Orthoklase gern einsprenglingsartig hervor, die kleineren Feldspäthe gehören zum Plagioklas (basischer Andesin und Labrador). Der Quarz tritt sehr zurück; unter den farbigen Gemengtheilen herrscht ein

grüner, bisweilen in's Violette spielender Augit, der von idiomorphem Hypersthen und Biotit, seltener von Hornblende begleitet wird. Dieser Typus tritt als eigene Facies im Granitsyenitmassiv von Meissen bei Gröba unfern Riesa u. a. O. in Sachsen und ebenso im Grundgebirge von Michigan und Wisconsin auf.

§ 98. Eine eigene und sehr bedeutsame Stellung nimmt derjenige Syenittypus ein, der zuerst vom Monzoni-Massiv in SO-Tirol bekannt wurde und Monzonit genannt wird. Die Feldspäthe sind Orthoklas, Oligoklas, Andesin und Labrador mit starkem Wechsel in den relativen Mengen des Alkalifeldspaths, der durchweg jünger ist und oft die Plagioklase umschliesst (daher der CaO-Gehalt der Analysen), und der Kalknatronfeldspäthe. Charakteristisch ist das Fehlen der rothen Farbe beim Feldspath, wodurch die Gesteine bei feinem Korn graue Farbe zeigen. Quarz fehlt fast ganz. Die farbigen Gemengtheile sind im Allgemeinen nicht spärlich vorhanden und bestehen aus herrschendem grünem idiomorphem Augit, grüner Hornblende, braunem Biotit und bisweilen Bronzit. Augit und Hornblende sind oft perthitisch verwachsen, die Biotittafeln spiegeln auf weitere Strecken ein, sind aber nicht idiomorph, dabei poikilitisch von den andern Gemengtheilen durchspickt. Apatit ist reichlich, Zirkon spärlich, Olivin nicht selten vorhanden. Der Magnetitgehalt ist wechselnd, Melanit, Pyrit, Spinell sind local, Titanit allgemein und stellenweise reichlich eingestreut. Die farbigen Gemengtheile wechseln der Quantität nach stark, so dass das Gestein schlierig verschiedene Zusammensetzung von syenitischem, dioritischem und gabbroidem Charakter besitzt; randlich im Massiv häufen sie sich unter starkem Zurücktritt der Feldspäthe zu pyroxenitartigen bezw. shonkinitartigen Gesteinsmassen. Die Monzonitmagmen zeigen danach einen solchen Grad von Spaltungsfähigkeit, wie ihn keines der granitischen und der andern syenitischen Magmen wahrnehmen lässt. Das dürfte auf der Thatsache beruhen, dass die mittlere Zusammensetzung der Monzonitmassen eine unverkennbare Verwandtschaft mit der Durchschnittszusammensetzung des Erdmagmas (S. 12) besitzt, eine Verwandtschaft, welche sie mit den essexitischen Magmen theilen, die innerhalb der Plagioklasgesteine eine analoge Stellung einnehmen, wie die Monzonite in der Reihe der Alkalifeldspathgesteine. Wie gleichmässig diese Spaltungen verlaufen, beweist der Vergleich der feldspathreichen, normalen und feldspatharmen Glieder dieses Typus am Monzoni in Tirol (Analyse 1a—1c), am Yogo Peak in den Little Belt Mountains, Montana, U. S. A. (Analyse 2a—2c) und am Beaver Creek in den Bearpaw Mountains ebenda (Analyse 3a—3c). Allenthalben sinkt in der angegebenen Reihenfolge der Gehalt an SiO_2, Al_2O_3 und Na_2O, während der Gehalt an

	1a.	1b.	1c.	2a.	2b.	2c.	3a.	3b.	3c.	4.
SiO_2 .	58,98	54,20	50,43	61,65	54,42	48,98	68,34	52,81	50,00	49,06
TiO_2 .	—	0,40	—	0,56	0,80	1,44	0,21	0,71	0,73	0,81
Al_2O_3	17,34	15,78	10,21	15,07	14,28	12,29	15,32	15,66	9,87	16,07
Fe_2O_3	3,44	3,67	11,57	2,03	3,32	2,88	1,90	3,06	3,46	7,92
FeO .	—	5,40	—	2,25	4,13	5,77	0,84	4,76	5,01	2,41
MnO	—	0,70	—	0,09	0,10	0,08	0,07	Sp.	Sp.	0,98
MgO .	1,64	3,40	5,58	3,67	6,12	9,19	0,54	4,99	11,92	2,65
CaO .	8,64	8,50	14,82	4,61	7,72	9,65	0,92	7,57	8,31	8,21
Na_2O	3,41	3,07	1,48	4,35	3,44	2,22	5,45	3,60	2,41	5,17
K_2O .	5,34	4,42	3,70	4,50	4,22	4,96	5,62	4,84	5,02	3,18
H_2O .	1,06*	0,50	0,87	0,41	0,38	0,56	0,30	0,93	1,16	2,27
P_2O_5	—	0,50	0,70	0,33	0,59	0,98	0,13	0,75	0,81	0,61
		$CaCO_3$	0,52				Cl 0,04	0,07	0,08	Sp.
Sa. .	99,85	100,49	99,88	99,89	99,97	99,78	99,95	100,24	100,01	100,55
										2,631

* Glühverlust.

1a. Augitsyenit vom Monzoni-Typus, arm an farbigen Gemengtheilen, grobkörnig. Sforzella, Canzacoli. Monzoni. Tirol.

1b. Augitsyenit vom Monzoni-Typus, mit etwas Quarz und Bronzit. Monzoni.

1c. Augitsyenit vom Monzoni-Typus, feldspatharm, reich an farbigen Gemengtheilen. Canzacoli. Monzoni.

2a. Augitsyenit vom Monzonitypus, arm an farbigen Gemengtheilen. Yogo Peak. Little Belt Mountain. Montana. (Mit 0,27 BaO, 0,10 SrO, Spuren von Cr_2O_3 und Li_2O.)

2b. Augitsyenit vom Monzoni-Typus. Yogo Peak. Little Belt Mountain. Montana. (Mit 0,32 BaO, 0,13 SrO, Spuren von Cr_2O_3 und Li_2O.)

2c. Augitsyenit vom Monzoni-Typus, reich an farbigen Gemengtheilen (Skonkinit). Yogo Peak. Little Belt Mountain. Montana. (Mit 0,43 BaO, 0,08 SrO, 0,22 Fl, Spuren von Cr_2O_3 und Li_2O.)

3a. Quarzalkalisyenit, feinkörnig, den Kern des Monzonit 3b bildend. Beaver Creek. Bearpaw Mountain. Montana. Mit 0,08 BaO, 0,04 SrO, 0,15 hygroskop. Wasser.)

3b. Augitsyenit vom Monzoni-Typus. Hauptmasse des Lakkolith. Beaver Creek. Bearpaw Mountain. Montana. (Mit 0,24 BaO, 0,09 SrO, 0,16 hygroskop. Wasser, Spuren von Fl, SO_3 und Li_2O.)

3c. Feldspatharme, shonkinitische Grenzfacies von 3b, sehr reich an farbigen Gemengtheilen. Ebenda. (Mit 0,32 BaO, 0,07 SrO, 0,17 hygroskop. Wasser, 0,11 Cr_2O_3, 0,07 NiO, 0,16 Fl, 0,02 SO_3, 0,31 CO_2, Spur von Li_2O.)

4. Analcimsyenit. Grosspriesener Schlossberg. Böhmisches Mittelgebirge. (Mit 1,21 CO_2; SO_3 fehlt.)

Eisen, MgO und CaO steigt, derjenige an K_2O theils sinkt, theils ziemlich constant bleibt, letzteres dann, wenn shonkinitische, nicht pyroxenitische Spaltungsproducte vorliegen.

Die Monzonite vermitteln in höchst eigenthümlicher Weise zwischen den normalen und den Alkalisyeniten; dass sie den letzten

näher stehen, beweist der Umstand, dass das feldspathreiche Spaltungsproduct des Bearpaw Mountains-Gesteins (3a) ein Quarzalkalisyenit ist, und dass die Ganggefolgschaft aller drei Vorkommnisse diejenige der Alkalifeldspathgesteine ist. Am Monzoni und Yogo Peak kennen wir die alkalisyenitischen Spaltproducte bisher nicht.

Der Monzonit des südöstlichen Tirol durchbricht und metamorphosirt Triaskalke. Der Monzonit des 9000′ hohen Yogo Peak in Montana durchbricht Kreide. Das mittel- bis feinkörnige Gestein (2a) besteht vorherrschend aus Orthoklas, der gern Mäntel um Oligoklas bildelt, und blassgrünem, peripherisch mit Hornblende verwachsenem Diopsid in bündelförmigen Aggregaten, spärlichem Biotit und Quarz sowie etwas Apatit, Titanit und Eisenerzen. Nach Westen hin wird das röthlichgraue Gestein dunkelgrau mit Stich in's Grünliche (2b), der Diopsid wird idiomorph, Andesin ersetzt den Oligoklas, Biotit und Eisenerze nehmen an Menge zu, Hornblende wird spärlich, Orthoklas und Diopsid sind etwa in gleicher Menge vorhanden. Noch weiter nach Westen entwickelt sich die Shonkinit (2c) genannte Grenzform bei qualitativ gleichem, aber quantitativ sehr verschiedenem Mineralbestande. Der Habitus wird gabbroähnlich bei grobem Korn, Biotit in grossen Tafeln, mehr dunkelgrüner Diopsid, Apatit und Magnetit sind beträchtlich an Menge gewachsen, der Orthoklas hat auffallend abgenommen und bildet allotriomorphe Tafeln, in denen Andesin eingewachsen ist. Olivin tritt in das Gewebe ein. Zunächst der Grenze enthält der Shonkinit unregelmässige Gesteinsmassen, deren bis 1 cm grosse Biotittafeln die übrigen Gemengtheile poikilitisch (d. h. in nicht gesetzmässiger Stellung) umschliessen. Augit ist der herrschende Gemengtheil, Orthoklas ist sehr spärlich geworden. — Am Beaver Creek hat der Monzonit-Lakkolith (3b) die cretacischen Schiefer zu adinolartigen Massen, die Sandsteine zu Quarzit metamorphosirt. Der Quarzalkalisyenit von feinem Korn (3a) bildet den Kern der Masse und besteht aus Mikroperthit und Alkalifeldspath mit Quarz nebst spärlichem hellgrünem Diopsid und Eisenerz in Körnern; Biotit und Titanit sind nur vereinzelt zu beobachten, Kalknatronfeldspath fehlt ganz. Der Shonkinit (3c) liegt peripherisch.

Dem normalen Monzonit steht chemisch sehr nahe der Analcimsyenit vom Grosspriesener Schlossberg im böhmischen Mittelgebirge, den Hibsch beschrieben hat. Doch deutet das umgekehrte Verhältniss der Alkalien schon nach den Essexiten (Anal. 4, S. 111). Das Gestein enthält neben dem mehr als 50 % betragenden Anorthoklasfeldspath etwa 30 % Aegirinaugit, etwa 4 % barkevikitische Hornblende, 8 % Analcim und geringe Mengen von Magnetit und Titanit, sowie secundären Calcit.

Sehr nahe Verwandte der Monzonite sind nach chemischem und Mineralbestande die von Brögger beschriebenen Åkerite, welche in Lakkolithen bei Foss und Ramnäs in Südnorwegen auftreten. Ihre Alkalifeldspäthe haben Kerne von Kalknatronfeldspath; ihre farbigen Gemengtheile sind bald grüner, bald brauner diopsidartiger Pyroxen und brauner Biotit. Randlich mit dem Pyroxen verwachsen findet sich Amphibol in mehreren Abarten. Quarz ist in kleinen Mengen als jüngste Bildung vorhanden, z.Th. granophyrisch mit Feldspath verwachsen. Auch am Ullernaas und Vettakollen und am Barnekjern bei Christiania findet sich dieser Typus, z. Th. hypersthen- oder hornblendeführend. Durch den Plagioklasgehalt wächst der Betrag an CaO in Analyse a auf 5 % und die chemishe Zusammensetzung nähert sich derjenigen der normalen Syenite. Die Structur der Åkerite ist die normale, richtungslos hypidiomorphkörnige oder trachytische. Nach der Peripherie hin wird die Structur porphyrartig bis echt porphyrich unter starker Zunahme der SiO_2 und starker Abnahme der Oxyde der zweiwerthigen Metalle. Die folgenden Analysen a—e zeigen das an einem fortlaufenden Profil.

	a.	b.	c.	d.	e.	f.
SiO_2 .	58,48	62,35	66,13	66,40	71,49	55,18
TiO_2 .	0,96	1,25	0,74	1,00	0,45	2,38
Al_2O_3 .	19,24	19,50	17,40	17,37	15,33	17,44
Fe_2O_3 .	} 5,75	3,05	} 2,19	4,30	} 2,15	5,56
FeO .		2,25		0,50		1,36
MnO .	Sp.	0,18	0,13	0,11	Sp.	—
MgO .	0,99	1,46	0,04	0,20	—	0,27
CaO .	5,02	2,40	0,81	0,75	0,30	5,10
Na_2O .	5,52	2,71	5,28	3,88	4,32	6,83
K_2O .	3,06	3,28	5,60	4,39	5,86	5,48
H_2O . .	0,47	0,75	1,22	0,50	0,54	0,88
Sa. . .	99,49	99,18	99,54	99,40	100,44	100,48

a. Åkerit, quarzführend, mittelkörnig. Ramnäs. Südnorwegen.
b. „ feinkörnig, näher der Grenze. Thingshoug. Südnorwegen.
c. „ porphyrartig. Zwischen Thingshoug und Fjellebua. Südnorwegen.
d. Quarzsyenitporphyr des Åkerit. Fjellebua. Südnorwegen.
e. Quarzporphyr des Åkerit. Gislerud. Südnorwegen.
f. Augitglimmersyenit. Hedrum. Norwegen.

Die „augitführenden Glimmersyenite“ Brøgger's aus dem Kirchspiel Hedrum stehen den Åkeriten chemisch nahe (Anal. f oben), enthalten auch Plagioklas, accessorisch etwas Nephelin und Sodalith, sowie reichlichen Titanit und grosse Biotittafeln, was sich an dem höheren Gehalt an TiO_2 und Alkalien zu erkennen giebt. Der Glimmer muss ein Lepidomelan sein. — Die Beziehungen der Åkerite zu den Nordmarkiten des Christianiagebietes bedürfen weiterer Aufklärung.

Der Åkerittypus wurde schon von Hawes in New Hampshire aus der Gegend von Jackson und Stark (hier reich an Monazit) beschrieben. Ebenso scheint er im Ragunda-Massiv in Angermanland vorzukommen.

§ 99. Wie die normalen Syenite sich an die normalen Granite anschliessen, so die Alkalisyenite an die Alkaligranite. Nach

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO_2	64,04	60,45	59,88	60,03	63,71	60,42	52,34	63,71	59,01	62,99	56,85	58,88	56,45	54,15	63,09
TiO_2	0,62	—	0,85	—	Sp.	—	—	0,86	0,81	0,16	—	—	0,29	—	0,45
Al_2O_3	17,92	20,14	17,87	20,76	18,80	19,23	34,60	16,59	18,18	14,25	21,56	20,30	20,08	18,92	18,50
Fe_2O_3	0,96}	3,80	2,67	4,01	2,08	0,63	0,45	2,92	1,63	2,78	3,44	3,63	1,31}	6,79	2,90
FeO	2,08}		1,50	0,75	2,52}	3,19	—	0,66	3,65	5,15	1,14	2,58	4,39}		1,36
MnO	0,23	—	Sp.	Sp.	Sp.}		—	0,20	0,03	0,18	—	—	0,09	—	Sp.
MgO	0,59	1,27	1,04	0,80	0,09	0,67	0,16	0,90	1,05	1,30	0,85	0,79	0,63	1,90	0,16
CaO	1,00	1,68	2,01	2,62	1,18	1,73	0,20	3,11	2,40	2,72	5,26	3,03	2,14	3,72	1,00
Na_2O	6,67	7,23	7,96	5,96	6,39	6,99	4,77	8,26	7,03	4,86	6,07	5,73	5,61	5,47	7,25
K_2O	6,08	5,12	5,69	5,48	6,21	6,88	6,58	2,79	5,34	6,35	3,66	4,50	7,13	8,44	5,23
H_2O	1,18*	0,71*	0,90*	0,59*	0,17*	1,74	0,40	0,19*	0,50	0,18	0,52	1,01	1,51*	—	0,62
P_2O_5	—	—	0,32	0,07	—	—	—	—	Sp.	—	—	0,54	0,13	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—	0,43	0,42	—
Sa	101,37	100,40	100,69	101,07	100,74	101,48	99,50	100,19	99,98	100,92	99,35	100,99	100,19	99,81	100,77
Sp. G.	2,646	—	—	2,635—2,690	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Glühverlust.

1. Nordmarkit, grau. Tonsenaas bei Christiania. Norwegen.
2. Nordmarkit, roth. Aneröd. Südnorwegen.
3. Hedrumit. Sundet. Åsrum-See. Südnorwegen. (Das Wasser enthält auch CO_2.)
4. Pulaskit. Fourche Mountains. Arkansas.
5. „ Salem Neck. Essex Co. Mass. U. S. A. (Mit 0,09 hygroskop. Wasser.)
6. Pulaskit. Moita. Foya. Serra de Monchique. Südportugal.
7. Nordmarkit mit 18,55 % Korund. Nikolskaja Ssopka. Gegend von Kyschtym. Ural.
8. Umptekit. Ufer des Umpjaur. Halbinsel Kola am Weissen Meer. Russland.
9. Umptekit. Red Hill. Moltenborough. New Hampshire U. S. A. (Mit 0,08 BaO, 0,15 hygroskop. Wasser, Spur von ZrO_2.)
10. Umptekit. Beverley unfern Boston. Mass., U. S. A.
11. Laurvikit, roth. Tönsberg. Südnorwegen.
12. „ grau. Byskoven bei Laurvik. Südnorwegen.
13. Sodalithsyenit. Square Butte. Montana. U. S. A.
14. Sodalithbiotitsyenit. Zwischen South Boulder und Antilope Creek. Three Forks. Montana. Lager in cretacischen Schichten mit theralitischer Grenzfacis im Hangenden.
15. Aegirinsyenit. Salem Neck Essex Co. Mass. U S. A. (Mit 0,21 hygroskop. Wasser.)

den allenthalben stark zurücktretenden farbigen Gemengtheilen, nach eigenthümlicher Gestaltung des Feldspathes und nach gewissen Nebengemengtheilen hat man die Alkalisyenite in weitere Untergruppen zerlegt. Einer, der wichtigste und verbreitetste dieser Typen, ist der von BRÖGGER in dem Gebiet von Christiania Nordmarkit (Analyse 1 und 2, S. 114), von J. F. WILLIAMS in Arkansas Pulaskit (Analyse 3 und 4) genannte Typus.

Nordmarkit und Pulaskit sind mittel- bis grobkörnige, im frischen Zustand graulichweisse bis hellröthlichgraue, im unfrischen röthliche hypidiomorph-körnige Gesteine, die sich aus Alkalifeldspath (Mikroperthit, Mikroklinmikroperthit, Natronorthoklas, auch Albit) mit kleinen Mengen eines braunen Biotit in idiomorphen Täfelchen und idiomorphen hellgrünen Diopsidsäulchen (im Nordmarkit fehlen sie öfters), oft mit Mänteln von Aegirin aufbauen. Kalknatronfeldspäthe fehlen ganz, ebenso Quarz in den Pulaskiten, während ihn die Nordmarkite stellenweise in kleinem Betrage führen. Neben dem Diopsid kommt in wechselnder, aber stets kleiner Menge ein barkevikitähnlicher oder arfvedsonitischer Amphibol, auch wohl Riebeckit vor. Eisenerze sind spärlich bis zum Verschwinden: Zirkon ebenso. Titanit und Apatit fehlen selten. Sodalith und Nephelin sind charakteristische, nicht seltene, oft reichlicher werdende Übergemengtheile, die oft in Analcim umgewandelt sind und nur in den Zwickeln zwischen den übrigen Gemengtheilen in allotriomorpher Gestaltung erscheinen.

Die Structur ist bei deutlich miarolitischem Gefüge je nach der weniger oder mehr ausgeprägten Tafelform (nach M) der Feldspathe bald richtungslos und granitisch, bald trachytisch und dann gern fluidal. Auch porphyrartige Structur ist nicht selten.

Die Analysen 1—5 oben ergeben den sehr gleichmässigen chemischen Charakter dieses Typus und dessen unmittelbaren Anschluss an die Alkaligranite. Gegenüber den normalen Syeniten ist charakteristisch der hohe Gehalt an Al_2O_3 und Alkalien, unter denen das Natron procentisch oft, molekular wohl allenthalben überwiegt oder doch dem Kali gleichkommt, der niedrige Gehalt an CaO und besonders an Magnesia und Eisen. Der Gehalt an CaO gehört den farbigen Gemengtheilen, nicht dem Feldspath an. Höherer Gehalt an FeO deutet auf Amphibolmineralien, solcher an Fe_2O_3 auf Aegirin neben Biotit und Diopsid. Das specifische Gewicht ist niedriger als bei den normalen Syeniten. Das Gestein der Analysen 1 und 5 ist etwas quarzhaltig, die andern sind quarzfrei.

Die Nordmarkite treten in weiter Verbreitung nördlich von Christiania bis zum Mjösen-See auf und bilden die Lakkolithe von Hillestadvand, NW. Holmstrand, von Aneröd, Sande und Gjerpenthal,

N. Skien. Sie gehören zu der postsilurischen Eruptivformation des südlichen Norwegens. Die gleiche Gesteinsfacies findet sich im Ragunda-Massiv in Angermanland, Schweden, in Verbindung mit Elaeolithsyenit in dem Culm der Serra de Monchique (Foya) in Südportugal und in den Fourche Mountains (Pulaskit) in Arkansas wahrscheinlich cretacisch, am Cabo Frio bei Rio de Janeiro, in der Serra de Mendonha daselbst, sowie in der Provinz S. Paulo (in krystallinen Schiefern). Auch aus Montana (Gallatin Co. u. a. O.) werden pulaskitähnliche Typen beschrieben. — Auffallend korundreiche Pulaskite oder Nordmarkite beschreiben MOROZEWICZ aus der Gegend von Kyschtym im Ural (Analyse 7. S. 114) und W. G. MILLER aus der Grafschaft Renfrew in Canada.

Die Grenzfacies der quarzführenden Nordmarkite bei Grorud ist granophyrisch, die der quarzfreien ist orthophyrisch.

Die Hedrumite (BRÖGGER) des südlichen Norwegens scheinen wesentlich trachytoide Nordmarkite oder Pulaskite zu sein (Analyse 3. S. 114).

§ **100.** Alkalisyenite, deren farbiger Gemengtheil ausschliesslich oder vorherrschend zu den Amphibolen gehört, und theils dem Arfvedsonit und Riebeckit, theils dem Barkevikit zuzurechnen ist, sind in New Hampshire verbreitet, so in der Umgebung von Albany, wo sie feinkörnig, sehr arm an dunklen Gemengtheilen und etwas quarzhaltig sind, und bei Moltenborough (Anal. 9, S. 114), wo sie etwas Nephelin und Pyroxen neben reichlichem Amphibol führen. Auch in Massachusetts am Curtis Point, Beverley (Anal. 10) u. a. O. finden sie sich in geologischer Beziehung zu Alkaligraniten. RAMSAY fand solche Gesteine, nephelinhaltig und nephelinfrei, mehrfach am Rande des Elaeolithsyenit von Umptek auf der Halbinsel Kola und nannte sie Umptekite (Analyse 8), welcher Name hier auf die ganze Gruppe übertragen wurde, obschon das Kola-Gestein von RAMSAY nur als eine Art endomorpher Contactbildung aufgefasst wird. Derselbe Typus, wie auf Kola, tritt auch am Cabo Frio bei Rio de Janeiro auf. Allenthalben sind diese Gesteine frei von Kalknatronfeldspäthen. An allen Orten zeigen die Umptekite ihre nahen Beziehungen zu Elaeolithsyeniten auch darin, dass sie deren charakteristische Übergemengtheile führen. — Für die Deutung der Analysen gilt das bei Nordmarkit Gesagte. Sehr charakteristisch ist die sehr verbreitete poikilitische Durchwachsung der Hornblende mit dem Alkalifeldspath (meistens Mikroperthit).

§ **101.** Einen ganz eigenartigen Typus der Alkalisyenite stellen die von BRÖGGER als Laurvikit bezeichneten Tiefengesteine dar, welche zwischen dem Christiania- und Langesundfjord von Tönsberg

bis nach Laurvik eine grosse Verbreitung haben. Ihre bald mikroperthitischen, bald anorthoklastischen Feldspathe zeigen vorwiegend spitzrhombische und gleichschenklig dreieckige Durchschnitte, infolge der Begrenzung durch die Flächen ∞P (110) und 2P$\bar{\infty}$ ($\bar{2}$01), welche so ausgebildet zu sein pflegen, dass die Gesammtgestalt einigermaassen dem nächststumpferen Rhomboëder des Kalkspaths ähnelt. Oft sind die Formen gerundet, zumal die Kanten im klinodiagonalen Hauptschnitt, wodurch die Schnitte nach 0P (001) spitzwinkliger erscheinen, als dem Feldspathprisma entsprechen würde. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig, wobei aber dann abweichend von der gewöhnlichen Ausbildung die Querfläche Verwachsungsebene ist. Diese sogen. Rhombenfeldspäthe und damit das ganze Gestein, dessen

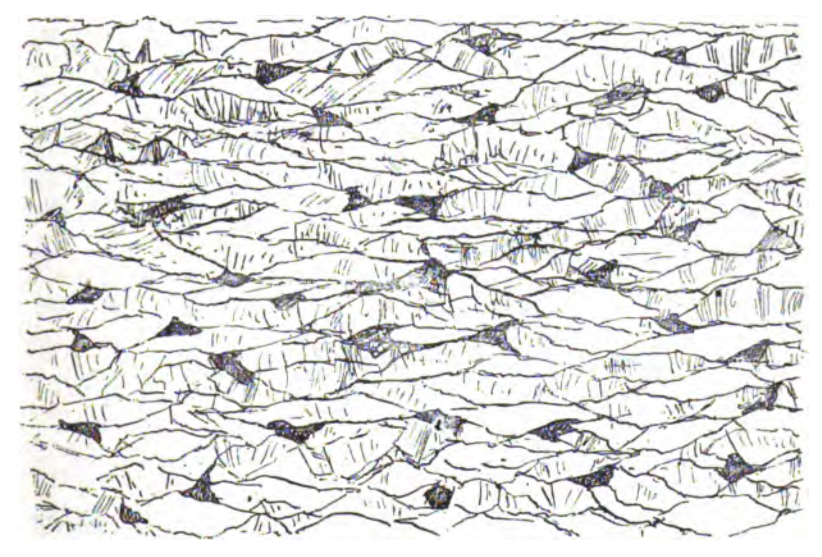


Fig. 24. Laurvikit. Farrisvand bei Laurvik, Norwegen. 1/2 nat. Grösse.

weit vorherrschender Gemengtheil sie sind, haben im Westen des Massivs perlgraue, im Osten rothe Farbe. Plagioklas fehlt durchaus, Quarz ist nur in der Gegend von Tönsberg vorhanden, fehlt sonst vollständig. Sodalith und Nephelin sind als Übergemengtheile verbreitet. Die farbigen Gemengtheile (dunkler TiO_2-haltiger Augit, Diopsid, Aegirinaugit, gelegentlich Hypersthen, Lepidomelan und barkevikitische Hornblende) wechseln stark und agglomeriren sich gern zu Häufchen, in deren Centrum Olivin nicht selten erscheint und die reich an Apatit sind. Titanit ist im Ganzen selten; das Eisenerz ist titanhaltiger Magnetit; Zirkon bald reichlich, bald spärlich. Die Structur ist bald normal körnig, bald fluidal, sehr oft eigenthümlich

porphyrisch, indem grosse Rhombenfeldspäthe in einem Gewirr kleiner Feldspathkörner liegen. Fig. 24 soll ein Bild der sehr charakteristischen fluidalen Gesteinsform geben. — Die Grenzfacies dieser Laurvikite ist rhombenporphyrisch.

Die Analysen 11 und 12 geben die Zusammensetzung; der Kalkgehalt gehört fast ausschliesslich den farbigen Gemengtheilen an; die Vorherrschaft des Natron ist deutlich. Der Charakter des Laurvikittypus ist basischer als der der Nordmarkite und Pulaskite und nähert sich den basischeren Gliedern der Umptekite.

Diese bis vor wenigen Jahren ausschliesslich aus Norwegen bekannten Alkalisyenite mit Rhombenfeldspäthen haben insofern ihre Sonderstellung eingebüsst, als OSANN[1] den porphyrischen Laurvikittypus auch als eine Randfacies an Alkalisyeniten der Sawtooth Mountains östlich von der Station Valentine an der Southern Pacific-Eisenbahn in Westtexas nachwies, die den Charakter der Åkerite mit dem mancher Umptekite vereinen.

§ 102. In einer andern Gruppe von Alkalisyeniten wird der Sodalith ein constanter Gemengtheil, dessen Menge etwa 8 % beträgt. Sie heissen S o d a l i t h s y e n i t e[2]. Ihre Feldspäthe sind Orthoklas, Albit, Mikroperthit oder Anorthoklas, ihr farbiger Gemengtheil bald Barkevikit (Square Butte, Montana), bald herrschend Biotit neben Diopsid (zwischen South Boulder und Antilope Creek, Montana) mit etwas Plagioklas. Der Sodalith ist der jüngste Gemengtheil und liegt zwischen den Feldspathtafeln. Diese Montana-Gesteine (Analyse 13 und 14) durchbrechen cretacische Schichten; das letztgenannte hat eine essexitische Grenzfacies. Sie sind nicht zu verwechseln mit sodalithsyenitischen Gliedern der Elaeolithsyenitreihe, welche viel SiO_2-ärmer sind.

Alkalisyenite, welche als einzigen oder doch stark vorherrschenden farbigen Gemengtheil Aegirin besitzen, heissen A e g i r i n s y e n i t e. Sodalith und Nephelin erscheinen nicht selten accessorisch. Man kennt sie, meistens in naher Beziehung zu Elaeolithsyenit, von Grönne Dal, östlich Ivigtut in Südgrönland, von Areia Preta im Gebiete des Iguape in S. Paulo, Brasilien, von den Fourche Mountains in Arkansas (hier

---

[1] Beiträge zur Geologie der Apache (Davis) Mountains, Westtexas. TSCHERMAK's Mineral. u. petrogr. Mittheilungen. Wien 1896. XV.

[2] Dem Habitus nach sehr ähnlich dem Sodalithsyenith von Montana erscheint der A n a l c i m - S y e n i t (J. E. HIBSCH, Die Tiefengesteine des böhmischen Mittelgebirges. Lotos 1899. Nr. 3) vom Schlossberge bei Grosspriesen. Das feinkörnige, hellgraue Gestein, dessen Analcim die Zwischenräume der übrigen Gemengtheile füllt, bildet einen Lakkolith im Turon.

mit secundärem Quarz), aus der Grafschaft Essex in Massachusetts (Analyse 15, S. 114), aus dem Mosquez Cañon zwischen Fort Davies und der Station Alpine an der Southern Pacific-Bahn. Mit Aegirinaugit statt Aegirin tritt das Gestein (gleichfalls sodalithführend) im Quellgebiet des Wind Creek in den Bearpaw Mountains, Montana, auf.

§ **103.** Die syenitischen Gesteine zeigen die gleichen metamorphosirenden Einwirkungen und die gleichen Contactbildungen wie die Granite. Beispiele liefern die Meissener Hornblendesyenite, die Monzonite des südöstlichen Tirol und die Alkalisyenite des südlichen Norwegens.

Die Familie der Elaeolithsyenite und Leucitsyenite[1].

§ **104.** Die Familie der Elaeolithsyenite und Leucitsyenite umfasst die quarzfreien Tiefengesteine von hypidiomorph-körniger, gelegentlich auch porphyrartiger Structur, welche durch die Combination eines Alkalifeldspathes mit Elaeolith (Nephelin) oder Leucit unter meistens starkem Zurücktreten der farbigen Gemengtheile charakterisirt sind. Kalknatronfeldspäthe fehlen den normalen Typen ganz und sind auf schlierenartige Spaltungsproducte beschränkt. Sodalith und Cancrinit sind häufige Nebengemengtheile und vertreten in gewissen Typen den Elaeolith. Als farbige Gemengtheile erscheinen dunkler Glimmer und mehrere Glieder der Amphibol- und Pyroxenfamilie. Übergemengtheile sind spärliches Eisenerz (oft Ti-haltig), Apatit (oft reichlich) und Zirkon in wechselnder Menge. Als Nebengemengtheil hat Titanit die weiteste Verbreitung, Eudialyt ist auf gewisse Vorkommnisse beschränkt, wird hier aber typenbildend. Eine grosse Bedeutung gewinnen unter den Übergemengtheilen die Titano- und Zirkono-Silikate, sowie Flussspath; diese treten mehr vereinzelt schon in den Alkalisyeniten auf, an welche die Elaeolithsyenite sich unmittelbar anschliessen und mit welchen sie durch Übergänge verbunden sind.

§ **105.** Die Alkalifeldspäthe der Elaeolith- und Leucitsyenite sind Orthoklas, Mikroperthit, Kryptoperthit oder Natronorthoklas, Mikroklin, Mikroklinmikroperthit, Anorthoklas und Albit. Die

[1] Unter dem Namen Elaeolithsyenit wurden vom Verf. (1878) die früher als Zirkonsyenit HAUSMANN (partim), Miascit (G. ROSE), Ditroït (ZIRKEL) = Hauynfels (HAIDINGER) und Foyait (BLUM) unterschiedenen Gesteine zusammengefasst. Nephelinsyenit ist synonym mit Elaeolithsyenit. Der Name Leucitsyenit wurde von J. FR. WILLIAMS (1890) geschaffen.

Farbe dieser Feldspäthe ist weiss, blassrosa, gelblichweiss, in gewissen Typen auch grünlichweiss und perlgrau; sehr selten sind intensiver rothe Farben. Der Habitus ist meistens der derbe; an manchen Localitäten und allenthalben in den dichten Randfacies (Tinguáitfacies) ist er glasig. Die Formen sind theils dicker oder dünner tafelförmig nach M, seltener isometrisch mit M, P und y im Gleichgewicht, oder gestreckt nach der Kante M : P. In dem den Laurvikiten nahe verwandten Laurdalittypus herrscht die Rhombenform mit Prisma und steilem Orthodoma y. — Ausser der gewöhnlichen Spaltbarkeit nach Basis und Klinopinakoid ist sehr verbreitet eine, auch in den Feldspäthen der Alkalisyenite auftretende, Spaltbarkeit nach einem steilen positiven Orthodoma, welches mit der Basis einen Winkel von 70—74° etwa bildet (Murchisonitspaltung) und theils als $7P\bar{\infty}$ $(\bar{7}01)$, theils als $8P\bar{\infty}$ $(\bar{8}01)$ oder $\frac{5}{2}P\bar{\infty}$ $(\overline{15}.\,0.\,2)$ bewerthet wird.

Der **Orthoklas** ist keineswegs der häufigste Kalifeldspath der Elaeolithsyenite; er ist bald reich an Na (Analyse 1, S. 121) und nähert sich dem Natronorthoklas oder Kryptoperthit, bald arm daran (Analyse 2, ebenda). Er pflegt am wenigstens frisch zu sein, wenn er zusammen mit andern Feldspäthen auftritt. Wo er glasigen, sanidinähnlichen Habitus zeigt, pflegt er auch die optischen Charaktere dieses (kleines 2 E) zu besitzen. — Ausserordentlich verbreitet ist der auch in den Alkalisyeniten herrschende **Mikroperthit**. Die Albitschnüre liegen darin gern parallel der Murchisonitspaltfläche, weniger oft auf Flächen parallel dem Orthopinakoid, im ersten Falle auf der Spaltfläche nach M unter 70—74° gegen die Trace von P, im zweiten mit 64°—65°. Andere Verwachsungsarten sind selten. Die Albitschnüre können sehr fein werden, so dass es unmerkliche Übergänge aus Mikroperthit in Natronorthoklas giebt. — Ausserordentlich verbreitet ist **Mikroklin** von z. Th. ideal reiner Zusammensetzung (Analyse 3, S. 121). Die in den Graniten so sehr verbreitete Gitterstructur dieses Feldspaths fehlt hier, mit spärlichen Ausnahmen (Ditró), und macht einer einfachen polysynthetischen Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz von oft ausserordentlicher Feinheit Platz, oder es fehlt auch die Zwillingsbildung vollständig. — Der Mikroklin wird von Albit ebenso durchwachsen, wie der Orthoklas, und geht in **Mikroklinmikroperthit** (Analyse 4, S. 121) mit wechselndem Gehalt an Na_2O über. Neben den bei Orthoklas genannten Verwachsungsebenen des Albit mit dem Kalifeldspath findet sich oft eine Pyramide aus der Zone des Domas der Murchisonitspaltung mit der Längsfläche. Oft ist die Durchdringung von Albit und Mikroklin auf Flecken im Krystall beschränkt. Sie wird nicht selten eine unauflösbar innige. — **Anorthoklas** (Anal. 5, S. 121) ist mehrfach nachgewiesen, be-

sonders in den ziemlich sauren Elaeolithsyeniten der Crazy Mountains in Montana und im Laurdalit Norwegens, in welch letzterem er die Form des Rhombenfeldspaths hat. — Chemisch ist hervorzuben, dass in den Kalifeldspäthen der Elaeolithsyenite, sowie aller alkalireichen Gesteine, mehrfach BaO und auch SrO in kleinen Mengen aufgefunden wurden. — Die Verwitterung der Feldspäthe ist die gleiche, wie in den Graniten.

Albit (Analyse 6, unten) ist in manchen Elaeolithsyeniten der herrschende Alkalifeldspath (Litchfield, Dungannon) und begleitet in kleineren Mengen sowohl Orthoklas, wie Mikroklin. Wo die Gesteine deutlich miarolitisch sind, ragt er gern in die kleinen Drusen hinein. Sonst legt er sich häufig mantelförmig um die Kalifeldspäthe. Gewöhnlich ist er frischer als diese.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO_2 . . .	62,77	65,14	64,68	65,62	62,31	68,28	43,74	37,33	38,25	35.83
Al_2O_3 . . .	19,77	18,19	19,04	18,50	22,63	19.62	34.48	31,87	26,16	29.45
Fe_2O_3 . . .	0,35	—	0,24	0.55	—	—	—	—	0,35	Sp.
FeO . . .	—	0,25	—	—	—	0,23	—	—	—	—
MnO . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.
MgO . . .	0,20	0,16	Sp.	Sp.	—	0,09	Sp.	—	0,14	—
CaO . . .	0,39	0,33	—	—	0,63	0,31	Sp.	—	4,78	5,12
Na_2O . . .	5,04	1,68	0,53	3,50	7,68	10,81	16,62	24,56	20,36	19,33
K_2O	10,52	14,14	15,82	11,86	4,79	0,39	4,55	0,10	0,71	0.09
H_2O .	0,23	0,17*	—	0,38*	0,72*	0,09*	0.86*	1,07	3,31	3,79
Cl	—	—	—	—	—	—	—	6,83	0,08	—
CO_2 . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	6,42	6,50
Sa.	99,27	100,06	100,31	100,41	100,26	99,82	100,25	101,76	101,13	100,11
Sp. G.	2,572—2,618	<2,56	2,567	2,580	—	>2,262	—	—	2,45	2,448

* Glühverlust.

1. Orthoklas aus Elaeolithsyenit. Zwart Koppies zwischen Renseburg und Rustenburg. Südafrika.
2. Orthoklas aus Elaeolithsyenit. Litchfield. Maine. U. S. A.
3. Mikroklin aus Elaeolithsyenit. Kunerngit. Grönland.
4. Mikroklinmikroperthit aus Elaeolithsyenit. Serrarsuit. Grönland. (Fe_2O_3 rührt von Aegirin-Einschlüssen her.)
5. Anorthoklas aus Elaeolithsyenit. Crazy Mountains. Montana. (Mit 0,77 BaO, 0,57 SrO, 0,16 hygroskop. Wasser.)
6. Albit aus Elaeolithsyenit. Litchfield. Maine. U. S. A.
7. Elaeolith aus demselben Gestein.
8. Sodalith aus demselben Gestein. Nach Abzug von 1,54 O für Cl ist die Summe 100,22.
9. Cancrinit aus Cancrinitsyenit vom Siksjöberg bei Särna. Dalekarlien. Schweden. Mit 0.54 SO_3, 0,08 P_2O_5).
10. Cancrinit (gelb) aus Elaeolithsyenith. Litchfield. Maine. U. S. A.

§ 106. Das Nephelinmineral hat im Allgemeinen den derben Habitus des fettig glänzenden Elaeoliths bei bald grauweisser, bald rother (durch Eisenglimmerblättchen), bald grünlicher (durch Aegirin oder Glimmer) Farbe; oft aber zeigt es Glasglanz und den Habitus des Nephelins. Dann ist es nie röthlich, sondern fast stets wasserhell, und in dieser Modification erscheint es immer in den dichten tinguáitischen Randfacies. Die Spaltung nach dem Prisma und der Basis ist von wechselnder Deutlichkeit, die Bruchflächen haben Fettglanz und erinnern sehr an Quarz, von welchem ihn aber die geringere Härte und die Angreifbarkeit durch Säure unterscheiden. In den meisten Fällen ist der Elaeolith älter als die Feldspäthe und bildet dann gedrungene hexagonale Säulen; vielfach aber findet sich der Elaeolith als Füllmasse zwischen den Feldspathtafeln und entbehrt der idiomorphen Begrenzung, besonders gern dann, wenn er an Menge stark gegen die Feldspäthe zurücktritt. Verwachsungen mit Feldspath vollziehen sich gern so, dass viele Elaeolithindividuen parallel einem Feldspathkrystall eingewachsen sind. — Die Zusammensetzung ist eine sehr constante (Analyse 7, S. 121) in den verschiedensten Vorkommnissen. Dass der Elaeolith oft Flüssigkeitseinschlüsse enthält, der Feldspath seltener, erklärt sich wohl durch die verschiedene Vollkommenheit der Spaltung. — Am häufigsten wandelt sich der Elaeolith in Zeolithe (Hydronephelin oder Ranit, Analcim, Natrolith) um, seltener in Aggregate von farblosem Glimmer. Die leichte Umsetzung des Elaeolith in Zeolithe bedingt den häufigen und nicht unbeträchtlichen Wassergehalt der Analysen. Nicht selten ist aber der Elaeolith durchaus frisch, auch wenn bereits der Feldspath stark verwitterte.

Der Leucit ist stets idiomorph in der Form des Ikositetraëders, aber er ist nie als solcher vorhanden, sondern in ein Gemenge von Orthoklas und Nephelin umgewandelt nach der Gleichung $2[(NaK)AlSi_2O_6] = NaAlSiO_4 + KAlSi_3O_8$, wobei diese beiden Mineralien im Centrum der Pseudomorphose regellos durcheinander liegen, am Rande in Stengelchen und Keilen senkrecht zu dem Umrisse der Durchschnitte geordnet sind.

In den weitaus meisten Elaeolithsyeniten tritt neben dem Elaeolith auch Sodalith auf, meist farblos, oft blau, auch grünlich; in manchen Vorkommnissen wird er zum wesentlichen Gemengtheil und vertritt den Elaeolith. Er ist meistens idiomorph (Rhombendodekaëder), findet sich aber auch wie der Elaeolith als jüngste Bildung in den Zwischenräumen der Feldspäthe. In pegmatitischen Massen der Gesteine bildet er auch wohl Adern und Trümer im Feldspath, oder regellos körnige Gemenge mit diesem und mit Elaeolith. In einzelnen Fällen lässt sich nachweisen, dass er secundär aus Elaeolith ent-

standen ist. Zur Unterscheidung von Analcim, mit welchem man ihn leicht verwechseln kann, dient der chemische Nachweis des Chlors, von welchem er bis 7 % enthält (Analyse 8, S. 121). — Die Umwandlung in Zeolithe ist ebenso häufig, wie bei Elaeolith (Sodalith-Spreusteine). — In einzelnen Vorkommnissen tritt Nosean an die Stelle des Sodalith (Montreal).

In manchen Gesteinen begleitet Cancrinit in langgestreckten hexagonalen Prismen oder in stengligen Aggregaten den Elaeolith, und vertritt ihn auch wohl in beträchtlichem Grade. Er ist theils farblos, theis gelb (Litchfield), rosaroth (Dungannon), selten bläulich (Miask). Die leichte Löslichkeit in Säuren unter schwachem, aber anhaltendem Entweichen von Kohlensäure (Analyse 9 und 10, S. 121) charakterisirt ihn chemisch. — Sehr verbreitet ist Cancrinit als secundäre Bildung in unregelmässigen Blättchen und Stengeln im Elaeolith, nach welchem er auch vollkommene Pseudomorphosen liefert.

§ 107. Der Glimmer der Elaeolithsyenite ist ein bald dunkelgrün (Litchfield), bald tiefbraun oder rothbraun durchsichtiger Lepidomelan (Analyse 1 und 2, S. 125) in hexagonalen Täfelchen oder auch in grösseren unregelmässigen Blättern; Salzsäure zerstört ihn. Seine Menge ist nie gross, auch wo er den einzigen farbigen Gemengtheil darstellt (Litchfield, Itatiaia u. a. O.). Häufiger begleitet er nur die Pyroxene oder Amphibole und verwächst dann gern mit diesen. — Sehr versteckt und nur in kleinen, meistens nur mikroskopischen Blättchen kommt gelegentlich ein heller Glimmer vor, der zum Lepidolith zu gehören scheint (Serra de Monchique). Aus den grönländischen Elaeolithsyenitgebieten stammt der Polylithionit.

§ 108. Alle in den Elaeolithsyeniten auftretenden Amphibole gehören zu den sehr eisenreichen und alkalihaltigen Gliedern der Familie. Sie bilden leicht an ihrer stumpfprismatischen Spaltbarkeit erkennbare, oft vollkommen idiomorphe Säulen oder auch stenglige Individuen und Aggregate und sind in vielen Gesteinen poikilitisch, seltener perthitisch mit Pyroxenen verwachsen. Man kann folgende Arten unterscheiden: 1) sammetschwarzen, stark glänzenden, braun durchsichtigen Barkevikit (Analyse 3, S. 125) mit dunkelolivgrünem Strich; 2) eine im auffallenden Lichte dunkelgrüne bis schwarze, im durchfallenden bräunlichgrüne, durch hohes specifisches Gewicht und kräftige gelbe Flammenfärbung als eisenreich und alkalihaltig erkennbare Hornblende, deren Zusammensetzung noch nicht genauer bekannt ist; 3) blauschwarzen Arfvedsonit mit tiefgraublauem Strich (Analyse 4, S. 125) von schwacher Doppelbrechung und blauen Farbentönen im durchfallenden Licht und 4) Hastingsit, eine tief-

blaugrün durchsichtige, sehr schwach doppelbrechende Hornblende (Analyse 5, ebenda). Verschiedene dieser Amphibolarten umwachsen sich auch wohl oder gehen, wie die Farben zeigen, von innen nach aussen an einem und demselben Individuum ineinander über. Bei Barkevikit kommt mehrfach eine randliche Umwandlung in ein Aggregat von Aegirin und Lepidomelan vor (BREITHAUPT's Pterolith); das Gleiche wird vom Arfvedsonit berichtet, nur dass hier Akmit z. gr. Th. an die Stelle des Aegirins tritt.

An die Amphibole schliesst sich in gewissem Sinne als ein zwar stets spärlicher, aber nicht allzu seltener Übergemengtheil der trikline Ainigmatit (Analyse 6, S. 125) an, welcher eine amphibolartige Spaltung nach $1\bar{1}0 : 110 = 114^{\circ}$ etwa hat. Er ist bräunlichschwarz mit rothbraunem Strich und wird nur schwer mit braunen bis braunrothen Farbentönen durchsichtig.

§ 109. Die verbreitetsten farbigen Gemengtheile gehören zur Pyroxenfamilie; es sind ein hellgrüner, fast farblos durchsichtiger Diopsid in kurzen gedrungenen Säulen von oktogonalem Querschnitt mit terminaler Grundpyramide, ein tiefgrüner Aegirinaugit und Aegirin, der erste in kurzen, der zweite in schlanken, nach der Querfläche abgeplatteten Säulen von tiefgrüner bis grünschwarzer Farbe. Diese drei Pyroxene, von denen bald nur einer, bald zwei, bald alle drei vorhanden sind, umwachsen sich sehr oft in der angegebenen Reihenfolge von innen nach aussen, bald mit allmähligen Übergängen, bald mit schärferen Absätzen, und so entsteht der Wechsel in der chemischen Zusammensetzung, den die Analysen 7—11, S. 125, zeigen. Der Aegirin bildet auch vielfach strahlige Aggregate mit paralleler, divergenter oder radialer Anordnung, die sich als sehr junge Bildungen an die Ecken und Kanten der Feldspäthe und Elaeolithe ansetzen oder deren Interstitien ausfüllen. — In einigen Elaeolithsyeniten erscheint schwarzbrauner Akmit statt oder neben dem Aegirin. — In älteren basischen Ausscheidungen, sehr selten im normalen Gestein, findet sich ein grauviolett durchsichtiger Titanaugit, der seinerseits randlich gern von Aegirinaugit oder Aegirin umwachsen wird. — Zwillingsbildungen nach der Querfläche kommen bei allen diesen Pyroxenen, ebenso wie bei den Amphibolen vor. — Der Diopsid verwittert zu Gemengen von Serpentin und Calcit; die Aegirine zeigen selten Verwitterungserscheinungen und scheiden dann opake Massen von Eisenoxyden aus.

§ 110. Eudialyt und Eukolit (Analyse 7 und 8, S. 127), einzeln oder in Verwachsung von z. Th. sanduhrförmiger Anordnung, bald idiomorph gegenüber den farblosen Gemengtheilen, bald allotriomorph (Umptek), bilden in manchen Elaeolithsyeniten (Kola, Grönland,

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
SiO_2	34,37	32,35	42,46	43,85	34,18	37,92	46,72	42,27	49,32	51,60	51,82	31,15	36,60
TiO_2	4,68	—	—	—	1,53	7,57	Sp.	0,92	1,25	—	—	6,73	1,08
Al_2O_3	6,84	17,47	11,45	4,45	11,52	3,23	2,41	8,67	4,88	1,92	0,60	3,14	9,77
Fe_2O_3	24,89	24,22	6,18	3,80	12,62	5,81	17,29	13,93	16,28	26,29	21,02	23,83	16,00
FeO	7,47	13,11	19,93	33,43	21,98	35,88	10,57	6,24	5,65	4,20	8,14	—	3,85
MnO	2,41	1,02	0,75	0,45	0,63	1,00	1,31	—	—	—	1,00	0,58	1,30
MgO	4,05	—	1,11	0,81	1,35	0,33	2,57	10,95	4,28	1,15	1,47	—	1,38
CaO	0,78	0,89	10,24	4,65	9,87	1,36	13,51	12,32	9,39	4,25	3,01	33,44	29,31
Na_2O	2,13	0,70	6,08	8,15	3,29	6,58	4,88	3,66	8,68	8,89	11,87	0,68	—
K_2O	9,03	6,40	1,44	1,06	2,29	0,51	0,48	2,12	0,68	1,05	0,85	—	—
H_2O	2,27	4,67	—	0,15*	0,35*	—	—	—	—	0,56*	0,50*	—	0,28*
Sa.	98,92	100,83	99,64	100,80	99,61	100,19	99,74	101,08	100,41	99,91	100,28	99,55	99,57
Sp. G.	—	—	—	3,44	3,433	3,80-3,852	<3,344	3,473	3,465	—	—	—	3,739

* Glühverlust.

1. Lepidomelan, grün, durchsichtig. Barkevik. (Das Wasser enthält auch Fl.)
2. Lepidomelan, grün, durchsichtig. Aus Elaeolithsyenit von Litchfield. Maine. U. S. A.
3. Barkevikit aus Elaeolithsyenit. Skudesundskjär bei Barkevik. Langesund. Norwegen.
4. Arfedsonit aus Elaeolithsyenit. Kangerdluarsuk. Grönland.
5. Tiefblau durchsichtige Hornblende aus Elaeolithsyenit (Hastingsit). Dungannon. Ontario. Canada.
6. Ainigmatit aus Elaeolitsyenit. Julianehaab.
7. Aegirinaugit aus Elaeolithsyenit. Zwart Koppies zwischen Renseburg und Rustenburg. Südafrika.
8. Aegirinaugit aus Elaeolithsyenit. Barranco do Banho. Serra de Monchique. Portugal.
9. Aegirinaugit aus Cancrinitnephelinsyenit. Särna. Darlekarlien.
10. Aegirin aus Elaeolithsyenit. Barreros. Serra dos Poços de Caldas. S. Paulo. Brasilien.
11. Aegirin aus Elaeolithsyenit. Lujaur-Urt. Halbinsel Kola.
12. Melanit aus Elaeolithsyenit. Norrvik. Alnö.
13. Melanit aus Elaeolithsyenit. Dungannon. Ontario. Canada.

Tasmanien) einen wesentlichen Gemengtheil, fehlen aber den meisten ganz. — In gewissen Vorkommnissen (Dungannon, Ontario), besonders aber in gewissen Spaltungsproducten gewinnt ein Kalk-Eisengranat der Melanitreihe (Analyse 12 und 13, S. 125) mit z. Th. beträchtlichem Gehalt an TiO_2 eine grosse Bedeutung; im weiteren Sinne gehört zu demselben auch der Schorlomit von Magnet Cove in Arkansas. — Titanit, gern prismatisch nach dem Längsdoma (011) und verzwillingt nach der Basis, ist überaus verbreitet. — Zirkon und Eisenerze sind im Allgemeinen sehr spärlich vorhanden und fehlen bisweilen gänzlich. — Die Menge des Apatit ist eine sehr schwankende.

Die Elaeolithsyenite enthalten ziemlich allgemein aber fast immer nur in mikroskopischer Kleinheit eine Anzahl höchst bezeichnender und für ihre Beziehungen und Bildungsgeschichte wichtiger Übergemengtheile von meistens gelber Farbe. Diese sind bisher nur zum kleineren Theile genauer bekannt, soweit sie sich nämlich in grösseren Individuen in den pegmatitischen Gängen dieser Gesteinsfamilie und der Alkalisyenite gefunden haben. Die bedeutsamsten derselben sind der glimmerartige Astrophyllit (Analyse 1, S. 127) und der nahe verwandte Lamprophyllit von Kola, der säulenförmige, pyroxenähnliche, orangegelbe Laavenit (Analyse 2, S. 127), der tafelförmige braune Mosandrit (Analyse 3, S. 127) und der nahe verwandte strohgelbe Rinkit (Analyse 4), der bräunlichgelbe bis graugelbe Rosenbuschit (Analyse 5) in divergentstrahligen Krystallaggregaten und der bis dahin nur von der Insel Midtre Arö im Langesund bekannte linealförmige honiggelbe Hjortdahlit (Analyse 6). Sie alle sind Zirkono- und Titanosilikate mit Fluorgehalt und werden allenthalben von violettem oder farblosem Flussspath begleitet. Ihre Gegenwart erklärt die Seltenheit des Zirkons und der Erze, sowie in Verbindung mit dem Pyroxen den Kalkgehalt der Analysen dieser plagioklasfreien Gesteine. Bisher sind diese Mineralien wohl in den Alkalisyeniten, nie aber in den Alkali-Kalkgesteinen angetroffen worden. — Weitere Übergemengtheile sind Pyrochlor, Perowskit, Koppit und viele andere. — Wie bei den Pulaskiten findet sich auch bei manchen, zumal pegmatitischen, Elaeolithsyeniten bisweilen ein beträchtlicher Korundgehalt, so im östlichen Ontario.

§ 111. Die Reihenfolge der Ausscheidungen in den Elaeolithsyeniten gehorcht in grossen Zügen den allgemeinen Gesetzen, welche S. 40 dargelegt wurden, erleidet aber durch die Eigenthümlichkeit in der chemischen Constitution der Gesteine (Geringwerthigkeit des CaO- und MgO-Gehaltes) und seiner Componenten (Bindung der zweiwerthigen Metalle Mg, Fe, Ca zusammen mit Alkali in denselben Mineralien) gewisse Modificationen. Apatit und die spärlichen

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO_2	33,02	29,17	30,71	29,08	31,36	31,60	48,63	45,15
TiO_2	11,11	2,00	5,33	13,36	6,85	1,50	—	—
ZrO_2	3,65	28,90	7,43	—	20,10	21,48	14,49	12,51
ThO_2	—	—	0,34	—	—	—	—	—
CeO_2	—	—	6,34	—	—	—	—	—
$(Ta, Nb)_2O_5$ . .	—	4,13	—	—	—	—	—	3,59
$Ce(La, Di)_2O_3$.	—	—	10,45	21,25	0,33 (?)	—	2,27	4,80
Y_2O_3	—	—	3,52	0,92	—	—	—	0,32
Al_2O_3	0,98	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	2,53	0,78	0,56	—	1,00	0,84	—	—
FeO	21,76	3,02	—	0,44	—	0,94	5,54	3,90
MnO	11,96	7,30	0,45	—	1,39	0,96	0,42	3,60
MgO	0,92	—	0,63	—	—	0,10	0,15	—
CaO	1,26	6,93	22,58	23,26	24,87	32,58	10,57	12,11
Na_2O	2,77	11,23	2,44	8,98	9,93	6,53	15,90	11,17
K_2O	5,78	—	0,38	—	—	—	—	0,11
H_2O	3,47	0,65	7,70	—	—	0,58	1,91*	2,11*
Fl	0,97	3,82	2,06	5,82	5,88	5,83	Cl 1,04	0,55
Sa.	100,18	101,01	100,87	103,11	101,66	102,39	100,92	99,85
— 0 =	0,41	—1,60	—0,86	—2,45	—2,45	—2,43		
	99,77	99,41	100,01	100,66	99,21	99,96		
Sp. G.	3,3-3,4	3,51-3,55	3,00	3,45	3,30-3,31	3,235-3,267	2,928	3,104

* Glühverlust.

1. Astrophyllit. Eikaholmen. Langesund. Südnorwegen.
2. Laavenit. Laaven. Langesund. (Der Rest von 3,08 % war unlöslicher Zirkon, der nicht getrennt werden konnte.)
3. Mosandrit. Laaven. Langesund. Südnorwegen.
4. Rinkit. Kangerdluarsuk. Grönland. (Die seltenen Erden sind in der Analyse von Lorenzen als Monoxyde angegeben.)
5. Rosenbuschit. Skudesundskjär bei Barkevik. Langesund. Südnorwegen.
6. Hjortdahlit. Midtre-Arö. Langesund. Südnorwegen.
7. Eudialyt. Kangerdluarsuk. Grönland.
8. Eukolit. Barkevik. Langesund. Südnorwegen.

Erze, Titanit und die andern Übergemengtheile sind die ältesten Bildungen; ebenso erweisen sich die Biotite und Diopside durchweg deutlich älter als Feldspathe, Nephelin und Leucit. Die Alkalipyroxene und Alkaliamphibole haben ihre Ausscheidung nachweisbar früher begonnen als die farblosen Gemengtheile, aber ihre Krystallisationsperioden laufen lange, z. Th. bis zum Schluss der Gesteinsverfestigung nebeneinander her und mehrfach kann man feststellen, dass nach dem eigentlichen Abschluss der Gesteinsbildung während der pneumatolytischen Periode eine nochmalige Bildung von Aegirin oder Arfvedsonit stattfand, welche an die Muscovitbildung der Granitgesteine erinnert. Die Ausscheidungsfolge der Feldspäthe, des Leucits und Elaeoliths wurde bei der Beschreibung dieser Mineralien erwähnt (Fig. 25).

Die Structur der Elaeolith- und Leucitsyenite schliesst sich unmittelbar an die der Syenite, insonderheit der Alkalisyenite an und ist je nach der herrschenden dicktafelförmigen bis isometrischen oder der dünntafelförmigen Gestalt der Feldspäthe die richtungslose bis roh centrische Structur der Granite oder sie wird trachytoide bei stets deutlich hypidiomorph-körnigem Charakter und oft vorzüglich miarolitischem Gefüge. — Parallelstructuren von fluidalem Charakter kommen bald durch gleichsinnige Lage der Feldspathtafeln (sehr verbreitet), bald durch reihenförmige Anordnung der dunklen Gemengtheile (Dungannon) oder durch lagenweisen Wechsel an dunklen Gemengtheilen reicherer und ärmerer Gesteinsplatten, bald durch eine förmliche Einhüllung der Feldspäthe und Elaeolithe in Ströme von Aegirin u. s. w. (Kola) zum Ausdruck und erzeugen bisweilen einen gneissartigen Habitus. — Porphyrartige Structuren, wobei Feldspath oder Leucit, seltener Elaeolith die Einsprenglinge liefern (elaeolithporphyrische Facies), sind nicht selten und steigern sich randlich bis zu förmlich porphyrischer Structur bei phonolithischem oder tinguáitischem Habitus. — Auch pegmatitische Structurformen treten ziemlich verbreitet auf und lassen, wie bei den Graniten, eine Beziehung zu miarolitischem Gefüge oft wohl erkennen. — Die dunkelfarbigen Concretionen der älteren Gemengtheile fehlen nicht ganz, sind aber bei der geringeren Menge dieser anscheinend seltener, als in den Alkalikalkgesteinen; ebenso treten die feinkörnigen und saureren Schlierengänge auf (Analyse 1 und 1a, S. 129), wie bei den Graniten. — Kataklastische Phänomene sind, soweit die Erfahrungen reichen, localer Art.

§ 112. Wie die Elaeolithsyenite und Leucitsyenite geologisch mit den Alkalisyeniten und Alkaligraniten zusammen auftreten, nach ihrem Bestande an Haupt- und Ubergemengtheilen in sie übergehen, und von denselben Gangbildungen wie diese begleitet werden, so haben sie auch chemisch die Charaktere jener (Analyse 1—20, S. 129). Das starke Zurücktreten der Oxyde der zweiwerthigen Metalle, die Vorherrschaft der Alkalien und der Thonerde theilen sie mit diesen, der niedrigere Kieselsäuregehalt unterscheidet sie in Verbindung mit dem höheren Wassergehalt im unfrischen Zustande (Folge der Zeolithbildung) und dem niedrigen specifischen Gewicht (Folge des Sodalithgehaltes und der Zeolithisirung) von ihnen. Wenn scheinbar in den Elaeolithsyeniten die Oxyde der zweiwerthigen Metalle in grösserer Menge auftreten, als in den Alkaligraniten, so ist das nur bedingt durch ihren niedrigen SiO_2-Gehalt; berechnet man die Analyse eines Elaeolithsyenits auf den SiO_2-Gehalt der Alkaligranite, so verschwindet dieser anscheinende Widerspruch ebenso, wie wenn man die Analyse

	1.	1a.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO_2	53,71	56,67	56,71	55,50	54,55	58,33	56,80	53,38	58,77	53,56
TiO_2	1,03	0,24	—	0,50	1,40	0,13	—	—	0,31	—
ZrO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—
Al_2O_3	21,82	22,42	22,49	22,45	19,07	19,31	24,14	20,22	22,64	24,43
Fe_2O_3	0,78	1,82	3,40	1,03	2,41	3,77	1,99	1,56	1,54	2,19
FeO	2,74	0,80		1,32	3,12	0,69	—	1,99	1,04	1,22
MnO	0,19	Sp.	—	—	0,17	—	—	Sp.	Sp.	0,10
MgO	0,56	1,33	1,19	0,47	1,98	0,27	0,13	0,29	0,19	0,31
CaO	1,90	0,28	2,22	1,60	3,15	1,15	0,69	3,29	0,74	1,24
Na_2O	8,52	8,52	7,37	10,74	7,67	8,93	9,28	7,89	9,62	6,48
K_2O	7,07	7,32	5,87	5,48	4,84	5,08	6,79	6,21	4,89	9,50
H_2O	2,27	1,18	0,45	0,96	0,72*	2,39	1,58	3,43*	0,90	0,93
P_2O_5	Sp.	0,01	—	—	0,74	0,02	—	—	—	—
Cl	Sp.	Sp.	—	—	—	0,04	—	—	—	—
						SO_3 0,12		FeS_2 1,77		
Sa.	100,59	100,59	99,70	100,05	99,82	100,23	100,90	100,03	100,82	99,96
Sp. G.	2,578	—	—	—	—	2,580	2,48	—	—	—

	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.
SiO_2	53,73	52,75	56,06	60,39	54,14	56,40	51,62	53,74	49,46	51,04	45,28
TiO_2	0,09	—	—	—	0,95	0,84	—	—	—	0,29	—
ZrO_2	—	—	—	—	0,92	—	2,14	2,13	0,54	—	—
Al_2O_3	20,35	22,55	20,10	22,57	20,61	21,36	15,63	14,02	23,53	20,47	27,37
Fe_2O_3	3,74	3,65	3,82	0,42	3,28	2,96	6,06	10,63	3,04	1,89	3,53
FeO	2,13	—	—	2,26	2,08	2,39	4,98	1,71	1,02	2,19	0,49
MnO	0,51	—	—	0,08	0,25	0,49	0,33	0,36	0,17	—	0,19
MgO	0,47	0,15	0,83	0,13	0,83	0,90	Sp.	Sp.	0,03	0,97	0,33
CaO	2,72	1,85	2,53	0,32	1,85	1,81	3,45	1,18	0,80	2,62	1,22
Na_2O	7,94	8,10	7,50	8,44	9,87	8,57	10,09	9,02	14,71	11,62	17,29
K_2O	6,05	7,05	8,78	4,77	5,25	4,83	4,19	4,77	4,34	3,52	3,51
H_2O	2,02	3,60	1,18	0,57*	0,40*	0,01*	2,12	3,40	1,38	5,85	0,40*
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	—
Cl	0,23	—	—	—	0,12	—	—	—	2,25	—	—
				CO_2 Sp.						CO_2 0,62	
Sa.	99,98	99,70	100,80	99,95	100,55	100,56	100,61	100,96	101,27	101,35	99,61
Sp. G.	2,580	—	—	—	—	—	—	—	−0=0,51	2,460	—
									100,76		

* Glühverlust.

1. Elaeolithsyenit. Cerro da Posada. Picota. Monchique. (Mit Spuren von SrO, Li_2O.)
1a. Feinkörnige Schlieren in 1. Zwischen Dorf und Bad Monchique.
2. Elaeolithsyenit, regellos körnig. Bratholmen. Landgangsfjord. Südnorwegen.
3. „ trachytisch. Brathagen. Lougenthal. Südnorwegen.
4. „ Typus Laurdalit. Nördlich von Löve. Lougenthal. Südnorwegen.
5. „ feinkörnig, trachytisch. Nagy Köves bei Fünfkirchen. Ungarn.
6. „ sog. Ditroit. Ditró. Siebenbürgen.
7. „ Magnet Cove. Arkansas.
8. „ Salem Neck. Essex Co. Mass. U. S. A. (Mit 0,07 hygroskop. Wasser.)
9. „ Beemerville. N. J., U. S. A.
10. Elaeolithsyenit, Zwart Koppies zwischen Renseburg und Rustenburg. Transvaal. Südafrika.
11. „ Tunnel zwischen Prata und Cascada. Serra dos Poços de Caldas. S. Paulo. Brasilien.
12. „ Serra de Tinguá. Rio de Janeiro. Brasilien.
13. „ Litchfieldit. Litchfield. Maine. U. S. A.
14. Lujaurit, grobkörnig, eudialytreich. Tschassnotschorr. Umptek. Kola. Chibinätypus.
15. „ mittelkörnig. Pantellitschorr. Umptek. Kola.
16. „ trachytoide, eudialytreich. Kangerdluarsuk. Grönland.
17. „ feinkörnig, ägirinreich. Kangerdluarsuk. Grönland.
18. Sodalithsyenit, feldspathreich, mit Eudialyt. Ebenda.
19. Cancrinit-Aegirin-Syenit. Särna. Dalekarlien.
20. Urtit. Lujaur Urt. Halbinsel Kola.

eines Alkaligranits auf den SiO_2-Gehalt der Elaeolithsyenite umrechnet. — Das relative Mengenverhältniss der Feldspäthe und des Elaeoliths kommt am deutlichsten im SiO_2-Gehalt zum Ausdruck, der von 60 %, wie bei Alkalisyeniten, bis nach 48,5 % abwärts reicht. — Der Gehalt an CaO bestimmt wesentlich die Menge der diopsidischen Pyroxene, der des Fe_2O_3 ist vorwiegend auf Aegirin, der an FeO vorwiegend auf Arfvedsonit, bezw. beide auf Lepidomelan zu beziehen. — Die Menge des Sodaliths wird nach den Analysen unterschätzt werden, da der Chlorgehalt vielfach nicht aufgesucht oder nicht quantitativ bestimmt wurde; ebenso fehlt in den Analysen der kleine Gehalt an Fluor, welcher in den Zirkonosilikaten und dem begleitenden Flussspath steckt. — Die Elaeolithsyenite sind die specifisch leichtesten aller Tiefengesteine.

§ 113. Die Elaeolithsyenite haben eine beträchtliche Verbreitung als Massive, Lakkolithe und Gänge und zeigen nach Zusammensetzung und Structur eine grosse Mannichfaltigkeit. Bei dem vielfachen Wechsel der farbigen Gemengtheile hat eine strengere Scheidung der z. Th. noch wenig genau bekannten Vorkommnisse ihre Schwierigkeiten. Folgt man den bei den Alkalisyeniten aufgestellten Typen, so erhält man folgende Gruppen:

Laurdalit Brögger (Analyse 4, S. 129), welcher geologisch eng mit Laurvikit verknüpft eine grob- bis grosskörnige Masse von 26 qkm Flächeninhalt zwischen dem Lougenthal und dem See Farrisvand bei Laurvik in Südnorwegen bildet, ist wie dieser durch graue Gesammtfarbe, oft porphyrartige Structur, Rhombenform der Feldspäthe (Natronorthoklas und Anorthoklas), verhältnissmässig hohen Gehalt an Lepidomelan und diopsidischen Pyroxenen, sowie Apatit und Titanmagnetit und accessorischen Olivin charakterisirt. Von andern Localitäten bisher nicht bekannt. Er gehört zu der Eruptivreihe von Alkaligranit, Nordmarkit, Åkerit und Laurvikit, welche das Silur zwischen Mjösensee und Langesundfjord durchbrochen haben.

§ 114. Bezeichnet man die den Pulaskiten und Nordmarkiten, Umptekiten und Aegirinsyeniten entsprechenden Elaeolithsyenite als Foyaite und unterscheidet nach dem herrschenden farbigen Gemengtheil, so umfasst diese Gruppe die Hauptmasse der Vorkommnisse. Im südlichen Norwegen gehören dahin mächtige Gänge von granitoidem Habitus im Laurdalit und Laurvikit, so am Eingang zum Landgangsfjord und auf Bratholmen (Analyse 2, S. 129), Arö, Stockö u. s. w. im Langesundfjord. Es sind vorherrschend Pyroxenfoyaite mit mikroperthitischem Feldspath. Die Salbänder und schmale Gänge zeigen trachytische Structur (Analyse 3, ebenda). Um Einschlüsse der durchbrochenen Augitporphyrite entwickelt sich wohl durch Resorption

dieser eine an Aegirin und Aegirinaugit reiche, schiefrige Facies, die Aegirinschiefer (Analyse 4, S. 136). An der Grenze gegen die durchbrochenen Laurvikite finden sich z. T. breccienartige Mischbildungen zwischen beiden Gesteinen von mannichfacher Beschaffenheit. — Auf der Insel Alnö im Bottnischen Meerbusen bei Sundsvall bildet Pyroxenfoyait ein Massiv im Gneiss, der Einlagerungen von körnigem Kalk enthält, in denen sich gelegentlich die Mineralien des Foyaits finden. Ebenso enthält dieser Einschlüsse von körnigem Kalk und (wohl daraus hervorgegangen) Wollastonit und Skapolith. Geologisch scheint dieser Foyait mit den Alkalisyeniten und Graniten des Ragunda-Massivs (S. 82) und ? mit Rapakiwi zusammenzuhängen. — Bei Ditró im östlichen Siebenbürgen bildet stellenweise sehr sodalithreicher (Analyse 6, S. 129) Glimmerfoyait ein Massiv im Glimmerschiefer; die Structur ist granitoide, z. Th. kataklastisch. — Die untere Kreide durchbricht der vorzüglich trachytisch struirte, phonolithähnliche Pyroxenfoyait von Nagy Köves bei Vasas unweit Fünfkirchen in Ungarn (Analyse 5, ebenda). — Der Pyroxenfoyait mit bostonitischer Grenzfacies von Pouzac nördlich Bagnères-de-Bigorre in Südfrankreich hat die Liaskalke marmorisirt und mit Contactmineralien angereichert. — Zusammen mit dem Pulaskit der Foya tritt der vorherrschend als Pyroxenfoyait entwickelte Elaeolithsyenit der Serra de Monchique in Südportugal (Analyse 1, ebenda) im Culmschiefer stockförmig auf und bildet die Bergmasse der Picota. — Im Ilmengebirge bei Mijask am Ostabfall des südlichen Ural tritt zwischen Gneiss und Granit (? Alkaligranit) der sodalith- und cancrinitreiche Glimmerfoyait (Miascit G. Rose) auf.

Aus Afrika kennt man einen Amphibolfoyait (mit etwas Quarz) von Hassi-Aussert in der westlichen Sahara, Pyroxenfoyait von der Insel S. Vicente (Inseln des Grünen Vorgebirges), von den Los-Inseln Kassa und Tumbo an der Westküste von Afrika unter 9°30′ N. Br. und von den Zwart-Koppjes zwischen Rustenburg und Renseburg im mittleren Transvaal (Analyse 10, S. 129). Auch von dem Berge Bezarona (40°8′ Ö. L. und 13°55′ S. Br.) auf Madagascar wird Elaeolithsyenit angegeben.

Im Gneiss der Gegend von Rio de Janeiro findet sich am Cabo Frio und den vorliegenden Inseln Biotit-Pyroxenfoyait in Verbindung mit Alkalisyenit und begleitet von merkwürdigen tuffähnlichen Breccien, und in der Serra de Tinguá (Analyse 12, S. 129), Glimmerfoyait in der Serra de Itatiaia, durchweg von granitoidem Habitus. — Trachytoide Structur, neben welcher porphyrartige und granitoide nicht fehlen, haben die Pyroxenfoyaite der Serra dos Poços de Caldas an der Grenze der Staaten S. Paulo und Minas Geraes (Analyse 11, S. 129).

Sie bilden z. Th. mächtige Gänge mit vorzüglicher elaeolithporphyrischer und tinguáitischer Salbandverdichtung; sie haben Schichten durchbrochen, denen man carbonisches Alter zuschreibt. — Z. Th. elaeolitharm und mit Aegirinsyeniten verknüpft sind die granitoiden Pyroxenfoyaite im Gebiet des Iguape an der Küste von S. Paulo in Brasilien.

Auf dem nordamerikanischen Continent finden sich im Staate Arkansas die Glimmerfoyaitstöcke der Fourche Mountains (mit begleitendem Pyroxen) und der Grafschaft Saline und gangförmiger Pyroxenfoyait bei Magnet Cove (Analyse 7, S. 129); die Gesteine sind postcretacisch. — Am Paisano-Pass in Westtexas ist der trachytoide Pyroxenfoyait reich an Arfvedsonit und Ainigmatit. Durch schöne phonolithähnliche und tinguáitische Grenzfacies mit einem Mineral der Eudialytfamilie zeichnet sich der Lakkolith von Pyroxenfoyait im Kohlenkalk der Mount Ord Range in Westtexas aus. — In der Umgebung von Salem, Essex Co., Massachusetts, tritt aegirinhaltiger und albitreicher Glimmerfoyait (Analyse 8, S. 129) in Verbindung mit Umptekit, Alkaligranit und Essexit von unbekanntem Alter auf. — Zu den Pyroxenfoyaiten gehören die Lakkolithe und Lagergänge von den Crazy Mountains in Montana; sie sind arm an Elaeolith und nähern sich den Alkalisyeniten. — Dem Amphibolfoyait ist der Stock im Trenton-Kalk von Montreal in Canada zuzurechnen. — Wenig bekannt sind die Elaeolithsyenite von Timor, aus dem Viti-Archipel und von Serawschan in Turkestan.

§ 115. Als L i t c h f i e l d (Bayley) hat man einen bisher nur in losen Blöcken in den Townships Litchfield, Gardiner und Monmouth in Maine aufgefundenen, nicht anstehend bekannten Elaeolithsyenit bezeichnet, welcher bei bald granitoider, bald kataklastischer Structur herrschenden Albit und zurücktretenden Kalifeldspath, neben Elaeolith oft reichlich Cancrinit und Sodalith und als farbigen Gemengtheil Lepidomelan führt. Es ist der kieselsäurereichste Elaeolithsyenit (Analyse 13, S. 129). — Diesem Typus schliesst sich ein gewaltiges Elaeolithsyenitmassiv im Laurentian der Grafschaft Hastings zwischen dem Ontario-Fluss und Ontario-See an, welches frei von Kalifeldspath ist und neben vorwiegend glasigem Nephelin, seltener fettglänzendem Elaeolith nur Albit als Feldspath führt. Biotit und eine syntagmatitische Hornblende (siehe oben Hastingsit) bilden die farbigen Gemengtheile. Accessorisch erscheinen Calcit und Skapolith wie auf der Insel Alnö (die südliche Grenze des Massivs wird von laurentischem körnigem Kalk gebildet), Melanit, Sodalith, Cancrinit u. a. Der Elaeolith herrscht vor über Feldspath und es entwickeln sich local reine Nephelingesteine (Urtite) in diesem Massiv. Die Structur ist granitoide bei grobem, oft grossem Korn; daneben findet sich eine gneissartige

Lagenstructur, parallel der des laurentischen Gneisses auf grosse Strecken hin. — Dasselbe starke Zurücktreten des Feldspaths (hier Orthoklas) zeigt ein mächtiger Gang von 3 engl. Meilen Länge im silurischen Hudson River Shale (Analyse 9, S. 129) zwischen Beemerville und Libertyville in New Jersey, U. S. A. Der farbige Gemengtheil ist Aegirin und Aegirinaugit, wenig Biotit. In diesem sinkt der SiO_2-Gehalt noch unter 50%. — Granatreich ist der feldspathfreie Elaeolithsyenit bei Magnet Cove.

§ 116. Von den grauen Laurdaliten, den weissen, graulichweissen oder röthlichen Foyaiten und Litchfielditen unterscheiden sich eine Anzahl Elaeolithsyenite, welche bei grünlicher Gesammtfarbe theils granitoide, vorherrschend aber trachytoide oder gneissähnliche bis dünnschiefrige Fluidalstructur besitzen und neben Mikroklin und Mikroperthit, sowie glasglänzendem Nephelin fast ausschliesslich und reichlich Aegirin und Aegirinaugit nebst Arfvedsonit oder arfvedsonitähnliche Amphibole in beträchtlicher Menge und daneben Eudialyt, oft reichlich, führen. Sie mögen als Lujaurite (Ramsay) zusammengefasst werden. Auf der Halbinsel Kola am Weissen Meere bilden die Lujaurite das Doppelmassiv des Umptek zwischen den Seen Imandra und Umpjaur und des Lujaur Urt zwischen Umpjaur und Lujaur mit einem Flächeninhalt von 1600 qkm und bis 1000 m Mächtigkeit, welches Gneiss und palaeozoische Schichten unbekannten Alters metamorphosirt hat. Die Kola-Gesteine sind vorwiegend Aegirinlujaurite mit untergeordnetem, seltener herrschendem Arfvedsonit (Analyse 14 und 15). — Nördlich und nordöstlich von Julianehaab in Grönland, besonders an den Fjords Kangerdluarsuk und Tunugdliarfik, kommen neben andern Typen grobkörnige Arfvedsonit-Lujaurite und feinkörnige Aegirin- und Arfvedsonit-Lujaurite in Verbindung mit Augitsyeniten und Graniten vor, welche um so ausgesprochenere trachytische Structur haben, je feinkörniger sie werden. Ihre Analysen 16 und 17, S. 129, zeigen sehr hohe Gehalte an Eisenoxyden und fast keine MgO. Der CaO-Gehalt und die ZrO_2 gehören dem Eudialyt an; der Al_2O_3-Gehalt sinkt mit steigendem Gehalt an Eisenoxyden. Als Grenzbildungen treten schiefrig feinkörnige, grüne, sehr aegirin-, oder schwarze, arfvedsonitreiche Gesteine auf, deren Gehalt an Eisenoxyden bis auf 25% steigen kann; dieselben führen auch Pseudomorphosen nach Leucit und bilden als jüngere Nachschübe gelegentlich Primärbreccien mit den normalen Lujauriten, wie die Foyaite des Langesund mit den Laurvikiten. In den Lujaurittypen ist ganz besonders eine späte reichliche Ausscheidung der farbigen Gemengtheile festzustellen (Fig. 25).

§ 117. Elaeolithsyenite mit hohem Sodalithgehalt, welche mit den Lujauriten bei Julianehaab vorkommen, werden Sodalithsyenite

(Analyse 18, S. 129) genannt. Ihr Sodalithgehalt steigt bis über 30 %, ja bis 40 %; sie enthalten ausserdem Mikroklinmikroperthit, Nephelin, Eudialyt, Aegirin und Arfvedsonit. Der Sodalith ist vollkommen idiomorph und der älteste Gemengtheil. — Ein vorwiegend aus violettrothem Sodalith bestehendes Gestein, sogen. Sodalithgestein (STEENSTRUP), findet sich bei Kumerngit in Grönland; Gesteine, die hauptsächlich aus Sodalith und Pyroxen bestehen, treten in den Pässen am oberen Ende des Tawajok auf Kola auf und wurden Tawite (RAMSAY) genannt.

§ 118. In den Cancrinitsyeniten (TÖRNEBOHM), welche bei Heden unfern Särna in Dalekarlien Gänge im Porphyr und wohl auch im cambrischen Dalasandstein bilden, wird der Nephelin zum gr. Th. durch Cancrinit vertreten, dessen Menge nach der Analyse 19, S. 129, 26 % beträgt. Der farbige Gemengtheil ist Aegirin und Aegirinaugit. Dieser reichert sich an in der grünlichen, phonolithoiden Grenzfacies, die als Glacialgeschiebe im norddeutschen Diluvium nicht selten ist. — In einem Vorkommniss aus der Schlucht Pyhäkuru im Kirchspiel Kuolajärvi in Finland steigt der Cancrinitgehalt auf 29 %.



Fig. 25. Grenzfacies des Lujaurit. Umptek, Kola. Aegirin (schraffirt) in Flasern mit Feldspath und Nephelin. Vergr. 15:1.

§ 119. Urtit ist ein feldspathfreies Endglied der Elaeolithsyenite, welches bei im Ganzen panidiomorph-körniger Structur aus etwa 86 % Nephelin, 12 % Aegirin und 2 % Apatit besteht. Das Korn ist ein mittleres, die Farbe hell mit schwarzen Flecken. Wo der Nephelin im Aegirin eingebettet ist, erweist er sich idiomorph; sonst bilden seine Individuen ein allotriomorph-körniges, homogenes Aggregat. Die Zusammensetzung zeigt Analyse 20, S. 129.

Der Urtit bildet ausgedehnte Massen im Lujaurit des Lujaur-Urt, von denen sich nicht mit Bestimmtheit sagen lässt, ob sie blosse Spaltungsschlieren oder selbständige, lagergangartige Körper darstellen.

§ 120. Leucitsyenit (J. FR. WILLIAMS), aufs innigste mit Elaeolithsyenit verbunden, tritt gangförmig bei Magnet Cove in Ar-

	1.	2.
SiO_2	50,96	47,8
TiO_2	0,52	0,7
Al_2O_3	19,67	20,1
Fe_2O_3	7,76	6,7
FeO	—	0,8
MnO	Sp.	0,5
MgO	0,86	1,1
CaO	4,38	5,4
Na_2O	7,67	5,5
K_2O	6,77	7,1
H_2O	1,38*	2,4*
P_2O_5	—	—
Cl	—	—
	NaCl 0,54	SO_3 0,4
Sa.	100,01	99,3
Sp. G.	—	—

* Glühverlust.

1. Leucitsyenit. Magnet Cove. Arkansas. Mit Elaeolithsyenit (Analyse 7, S. 129) dieser Localität zur geologischen Einheit verbunden. Der Glühverlust wurde an dem bei 135° C. getrockneten Pulver bestimmt.
2. Borolanit. See Borolan. Schottland. (Mit 0,08 BaO.)

kansas auf und zeigt bei hypidiomorph-körniger Structur in feinkörniger grauer Gesteinsmasse, die aus wenig Orthoklas, aus Elaeolith mit etwas Sodalith, Melanit, Diopsid mit Aegirinmänteln, Biotit und etwas Titanit nebst Magnetit besteht, grosse Pseudomorphosen nach Leucit. Mineralbestand und chemische Zusammensetzung (Analyse 1) ergeben nahe Verwandtschaft mit den Leucitophyren der Ergussgesteinsreihe. — Hierher gehört auch der Borolanit (Horne und Teall), nach dem See Borolan genannt, welcher als Intrusivlager im cambrischen Kalk von Assynt und gangförmig im Torridon-Sandstein von Rossshire in Schottland auftritt, nach Ausweis seiner Analyse 2. Das Gestein ist dunkelgrau mit rothen oder weissen, rundlichen oder gestreckten Flecken, welche höchst wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Leucit sind. Orthoklas und Elaeolith oder ihre Umwandlungsproducte, Melanit, grüner Augit, Biotit, Titanit, etwas Nosean und Eisenerz sind die normalen Gemengtheile. Man beachte das auch bei den effusiven Gestaltungen K_2O-reicher foyaitischer Magmen wiederkehrende Anschwellen des CaO.

§ 121. In sehr inniger Verbindung mit Elaeolithsyeniten, z. Th. in Form von scheinbaren Einschlüssen, treten eine Anzahl Gesteinsbildungen auf, die man nur als Spaltungsproducte des foyaitischen Eruptivmagmas auffassen kann, während sonst manche

derselben als selbständige Gesteinskörper die Elaeolithsyenite begleiten. Dahin gehören besonders schwärzlichgraue, oft durch Augit oder Amphibol porphyrische Massen, welche die Zusammensetzung der Essexite haben. Besonders wohl entwickelt finden sie sich in beträchtlichen Massen im Foyait der Serra de Monchique (Analyse 1 und 1a unten), wo sie vorwiegend aus kurzprismatischem Titanaugit, der oft Mäntel von Aegirinaugit hat, mit barkevikitischem Amphibol und Biotit, etwas Olivin und nur wenig Feldspath (vorwiegend bestäubter Kalknatronfeldspath) nebst gelegentlichem Nephelin bestehen. Ähnlich kommen sie im Alnöer Elaeolithsyenit vor. — Zwischen den Thälern des Jacupiranga und Iguape in S. Paulo tritt in Verbindung mit Elaeolithsyenit ein schiefriges, **Jacupirangit** genanntes, dunkelbraunes bis schwarzes Gestein auf, welches aus vorherrschendem violettem Titanaugit mit etwas Magnetit und Ilmenit, spärlichem Perowskit und zeolithisirtem Nephelin nebst Apatit besteht. Die Schieferflächen sind mit braunem Biotit bedeckt, der aus dem Augit hervorgegangen ist. Varietäten entstehen dadurch, dass der

	1.	1a	2.	3.	3a.	4.	5.
SiO_2	41,80	49,67	48,90	6,32	3,10	48,29	45,16
TiO_2	4,11	nicht best.	—	4,57	12,14	3,51	6,98
ZrO_2	—	—	1,96	—	—	—	—
Al_2O_3 . . .	14,56	17,99	7,85	2,10	Sp.	12,59	15,26
Fe_2O_3 . . .	6,09	13,06	11,46	23,12	64,38	7,51	9,57
FeO	6,41		13,32	15,80	8,95	3,49	4,99
MnO	—	—	1,11	0,51	1,15	—	0,63
MgO	4,66	3,06	0,38	1,92	8,00	0,41	3,18
CaO	14,87	6,63	1,95	26,26	2,80	7,22	2,87
Na_2O	4,25	6,21	7,40	—	—	9,32	6,57
K_2O	1,94	2,62	3,23	—	—	6,32	3,87
H_2O	1,18	0,86	1,80	—	—	1,19	—
P_2O_5	0,52	—	—	16,17	—	—	1,54
	CO_2 0,10	—	Cl 0,03	—	S = 0,07	Fl Sp.	—
Sa.	100,82	100,10	99,39	97,07	100,09	99,85	100,62

1. Basische Ausscheidung aus Elaeolithsyenit der Analyse 1, S. 129. Monchique. Mit Spuren von Cl.

1a. Basische Ausscheidung aus Elaeolithsyenit der Analyse 1, S. 129. Monchique. Anderes Vorkommen vom Charakter der Essexite.

2. Arfvedsonitreiche Schlieren in Eleolithsyenit (Anal. 16, S. 129). Kangerdluarsuk. Grönland.

3. Spaltungsproduct des Elaeolithsyenit von Alnö, wesentlich Titanmagnetit und Apatit mit etwas violettem Augit. Der Rest ist wesentlich Fl des Apatit, berechnet zu 1,50.

3a. Eisenerz von der Tryggrube. Zum Elaeolithsyenit gehörig. Alnö.

4. Aegirinschiefer. Gross-Arö im Langesundfjord. Südnorwegen. (Vergl. S. 131.)

5. Olivinlaurdalit. Lyseboljord. Langesund. Südnorwegen.

Nephelin an Menge zunimmt und etwa zu gleichen Theilen mit Augit die Hauptmasse des Gesteins bildet, in dem sich dann Perowskit und Apatit anreichern, während Magnetit zurücktritt. Oder aber das Eisenerz reichert sich derart an, dass zuletzt ein reines titanhaltiges Eisenerz vorliegt. Beide Spaltungsproducte finden sich auch in Verbindung mit dem Elaeolithsyenit von Alnö (Analyse 3a, S. 136). — Sehr apatitreiche Eisenerze als Spaltungsproducte liefert gleichfalls das Alnöer Vorkommen (Analyse 3, S. 136). — Wegen ihrer Beziehungen zu den Pantelleriten der Ergussgesteinsreihe seien die arfvedsonitreichen Schlieren im Elaeolithsyenit von Julianehaab (Analyse 2, S. 136) hervorgehoben.

Die chemische Zusammensetzung einer basischen Facies (Olivinlaurdalit BRÖGGER) im norwegischen Laurdalit giebt Analyse 5, S. 136.

§ 122. Die Absonderung der Elaeolithsyenite ist, wo dieses Gestein bedeutende Massen bildet, mit Vorliebe eine bankförmige und parallelopipedische. Bei nicht zu feinem Korn neigt das Gestein ganz ebenso wie der Granit zu tiefer Vergrusung. Die landschaftlichen Formen sind wie bei den Granitmassiven der alten Continente und Mittelgebirge. Man kennt eben bisher keine Elaeolithsyenite in jungen Kettengebirgen.

§ 123. Die Contactphänomene an der Grenze der Elaeolithsyenite und der von ihnen durchbrochenen Massen sind analog denen an den Graniten. Im Elaeolithsyenit erscheint am Contact gelegentlich reichlich Turmalin, auch wohl Pleonast (Caldas de Monchique). In der Serra de Monchique sind die Culmschiefer und Grauwacken zu Knotenschiefern, Andalusithornfelsen und Cordierithornfelsen, die Diabase zu Diabashornfelsen umgewandelt. — Weniger gut ausgeprägt, z. Th. wohl auch weniger genau untersucht sind die verwandten Contacte in Arkansas, New Jersey und Massachusetts. — Marmorisirung, Anreicherung der Kalke mit Silikaten und Kalksilikathornfelsbildung zeigen die Contacte von Pouzac, Arkansas und Montreal. — Einwirkungen der Elaeolithsyenite auf Gneisse und krystalline Schiefer kennt man von Alnö und Kola.

Die Familie der dioritischen Gesteine[1].

§ 124. Die dioritischen Gesteine sind hypidiomorph-körnige, sehr selten porphyrartige Tiefengesteine von grob-

[1] Die Bezeichnung Diorit (von διορίζειν, trennen) wurde von HAÜY für körnige Feldspath-Hornblende-Gesteine eingeführt, welche ALEX. BRONGNIART Diabase genannt hatte. HAUSSMANN unterschied schärfer zwischen Dioriten = Amphibol-Grünsteinen und Diabasen = Augit-Grünsteinen. Die trikline Natur des Feldspaths in den Dioriten wurde von G. ROSE festgestellt.

körnigem bis dichtem Gefüge und dann grauer bis grünlichgrauer Gesammtfarbe, welche mineralogisch durch die herrschende Verbindung eines Kalknatronfeldspaths mit einem oder mehreren Gliedern der Biotit-, Amphibol- oder Pyroxenfamilie charakterisirt sind. Es giebt Arten mit wesentlichem, mit accessorischem und ohne jeden Quarzgehalt. Ein Alkalifeldspath kommt nur untergeordnet oder gar nicht vor. — Nebengemengtheile sind Apatit, Eisenerze und etwas Zirkon. — Übergemengtheile von einiger Verbreitung sind Titanit und Pyrit, seltener Orthit und Granat.

Die Diorite mit wesentlichem Quarzgehalt schliessen sich nach chemischem und nach dem Mineralbestande eng und in ununterbrochener Folge an die normalen Granitite, Amphibolgranite und Pyroxengranite, die Diorite mit untergeordnetem oder fehlendem Quarzgehalt an die normalen Syenite an. Dadurch wird die Abgrenzung von den Graniten und Syeniten unsicher; man hat sich gewöhnt, weniger nach der wirklichen relativen Menge von Alkalifeldspath und Plagioklas, als nach dem Hervortreten des erstgenannten in grösseren Individuen die Grenze zu ziehen. Dadurch wird diese zu Gunsten der Granite und Syenite verschoben. In neuerer Zeit hat man zumal in Amerika angefangen, die Grenzglieder nach den Graniten hin als Granodiorite zu bezeichnen. — Der Gehalt an dunklen Gemengtheilen ist in den Dioriten im Allgemeinen (aber keineswegs immer) höher als in den Graniten und Syeniten. — Nach der anderen Seite hin verlaufen die Diorite ganz allmählig und durch alle Zwischenglieder verbunden in die Gabbrogesteine und in deren peridotitische und pyroxenitische Grenzglieder. Man kann daher eine vollkommen ununterbrochene Reihe von den Granititen und Syeniten durch die Diorite zu den Gabbrogesteinen aufstellen. Diese Zusammengehörigkeit drückt sich geologisch dadurch aus, dass man in gewissen Fällen die verschiedensten Glieder dieser Reihe zu einer untrennbaren geologischen Einheit verbunden findet.

Dagegen besteht keinerlei Verwandtschaft des chemischen oder Mineralbestandes mit den Alkaligraniten und Alkalisyeniten und ebensowenig hat man bisher Diorite mit solchen in der Natur zu geologischen Einheiten verknüpft gefunden.

Das gleiche Verhältniss kommt dadurch geologisch zum Ausdruck, dass die Diorite die gleichen Ganggesteine zu Begleitern haben, wie die normalen Granite und Syenite, dass wir sie aber nirgends von der Ganggefolgschaft der Alkaligranite und Alkalisyenite durchfurcht sehen.

§ 125. Die sehr selten röthlich, meistens weiss oder grau gefärbten Plagioklase haben fast stets einen derben, ziemlich selten einen mikrotinartigen Charakter bei bald dicktafelförmigem, bald dünntafelförmigem Habitus nach M; seltener sind sie isometrisch. Sie zeigen allenthalben eine nach dem Albitgesetz zwillingsgestreifte Basisfläche; die nicht seltene Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz ist ebenso wie andere Gesetze meistens nur mikroskopisch erkennbar.

Nach den Analysen der dioritischen Feldspäthe und nach ihrer optischen Untersuchung gehören dieselben bei verschiedenen Vorkommnissen und oft in verschiedenen Theilen desselben Vorkommens (so im Centrum und an der Peripherie der Massen oder in schlierig verschiedenen Theilen) verschiedenen Mischungsverhältnissen an. Sicher nachgewiesen sind Oligoklas, Andesin, Labrador und Bytownite bis hinab an die Grenze des Anorthit; herrschend sind Mischungen von dem basischeren Oligoklas bis zum normalen Labrador. Saurere und basischere Glieder der Plagioklasreihe haben mehr eine Ausnahmestellung.

Äusserst verbreitet ist u. d. M. eine zonare Structur, wobei die centralen Theile der Individuen basischeren Mischungen angehören, während nach aussen, oft mit rückläufiger Recurrenz, immer saurere Schalen folgen. Dieses Verhältniss tritt recht häufig auch dadurch erkennbar hervor, dass die centralen Theile unfrisch, zerfressen und calcithaltig sind, die äusseren Schalen frisch und glasig, oder man kann dasselbe durch die Angreifbarkeit der Centren mit HCl nachweisen, welche die äusseren Schalen unverändert lässt.

Die Verwitterung der Plagioklase führt entweder zu einem Gemenge von Calcit mit Kaolin und etwas hellem Glimmer, dann erscheinen sie erdig matt, oder es bilden sich Pistazit und Zoisit (auch wohl Granat) untermengt mit Strahlstein und Chlorit, dann erscheinen sie derbe, splittrig brechend, wachsglänzend und gelbgrünlich bis grünlich gefärbt (Grünsteinhabitus). In beiden Fällen verschwindet rasch die Zwillingsstreifung auf P.

Wo neben dem Plagioklas ein Alkalifeldspath vorhanden ist, erweist er sich durchweg als jünger und erscheint bisweilen als ein dünner Mantel um diesen; öfter bildet er eine Art Füllmasse. Man kennt in dieser Form sowohl Orthoklas, wie, allerdings weit seltener, Mikroklin. Albit in einfachen Individuen und in einfachen, nicht polysynthetischen Zwillingen wird aus den Dioriten der Grajischen Alpen (mit centralen Einschlüssen von Granat) angegeben.

Granophyrische Verwachsungen mit Quarz kommen sowohl bei den Plagioklasen (wohl stets randlich), wie bei den Alkalifeldspäthen vor.

Wo der Quarz selbständig in den dioritischen Gesteinen erscheint, ist er jüngster Gemengtheil, wie in den Graniten und zeigt sich stets allotriomorph, hat auch alle die Einschlüsse des Granitquarzes.

§ 126. Der Glimmer der Diorite ist oft ein wesentlicher und dann der herrschende dunkle Gemengtheil; es ist ein idiomorpher, seltener in lappigen Blättchen ausgebildeter, braun durchsichtiger

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	11a.	12.
SiO_2 . .	39,54	38,66	36,43	35,62	43,03	41,99	41,63	53,84	43,07	49,23	47,49	35,75	52,37
TiO_2 . .	—	1,05	—	2,61	—	—	—	—	—	—	1,21	3,16	0.35
Al_2O_3 . .	13,45	19,00	14,40	15,24	13,31	11,66	11,63	3,79	13,42	7,59	7,07	14,70	2,71
Fe_2O_3 . .	8,07	6,37	16,71	4,69	9,86	—	1,85	3,51	9,00	4,92	4,88	4,65	2,34
FeO . . .	4,89	9,96	17,40	13,67	8,21	22,22	8,95	6,83	8,17	5,63	10,69	14.08	17,08
MnO . . .	—	0,66	—	0,74	—	—	0,31	—	—	—	0,51	0,45	—
MgO . .	22,53	10,61	6,87	12,70	10,64	12,59	18,51	19,50	9,84	14,04	13,06	12,37	22,15
CaO . .	3,39	1,52	1,66	0,95	10,16	9,55	9,25	10,32	14.46	12,75	11,92	0,17	4.04
Na_2O . .	1,22	1,08	0,03	0,50	2,00	1,02	1,22	—	1,03	1,63	0,75	0.32	—
K_2O . .	4,13	8,58	5,54	7,72	0,81	—	0,63	—	0,34	0,53	0.49	9,19	—
H_2O . . .	1,50	1,85	—	4,36	2,15	1,47	5,40	1,04	1,83	2,51	1,86	3.64	—
Sa. . . .	99,55	100,00	99,04	100,00	100,17	100,50	99.38	98,91	101,16	98.83	100,05	99.90	101.07
Sp. G. . .	2,811	2,81	3,07	—	—	—	3,09	—	3,03	—	3,203	3,05	3,500

1. Biotit mit 0,69 % beigemengtem Apatit und einem Gehalt von 0,14 Cr_2O_3; aus Glimmerdiorit, gangförmig im Granitit. Christianberg. Böhmerwald.
2. Biotit (Haughtonit) aus Quarzglimmerdiorit. Noyang. Omeo. Australien. (Mit 0,66 Fl; SiO_2 aus Verlust bestimmt.)
3. Biotit aus Tonalit. Adamello.
4. Biotit aus Quarzdiorit. 1 km SW. von Blood's Station, Alpine Co., Blatt Big Trees. Sierra Nevada (mit 0.26 BaO, 0,94 hygroskop. Wasser, Spur SrO und Li_2O, ohne Fl; mit einem Gehalt von Va_2O_3, der in einer anderen Analyse zu 0,006 bestimmt wurde).
5. Hornblende aus Diorit (mit wenig Biotit und Eisenerz verunreinigt). Schwarzenberg bei Barr. Vogesen.
6. Hornblende aus Diorit. Faymont. Val d'Ajol. Vogesen.
7. Hornblende aus Diorit. Insel Fetlar. Schottland. Der Feldspath dieses Diorits ist Anorthit.
8. Hornblende aus Glimmerdiorit. Christianberg. Böhmerwald. (Mit 0,08 Cr_2O_3.)
9. u. 10. Hornblende aus Diorit. Kyffhäuser. Thüringen.
11. Grüne Hornblende aus Quarzdiorit. Tioga Road SO. von Mount Hoffmann. Blatt Mount Dana. Sierra Nevada. Californien (mit 0,04 Va_2O_3, 0.02 NiO + CoO, 0,06 Fl. Spur Li_2O; BaO und SrO fehlen).

11a. Biotit aus demselben Gestein (mit 0,05 Va_2O_3, 0,02 NiO + CoO, 0,12 BaO, 1,03 hygroskop. Wasser, 0.03 P_2O_5, 0.17 Fl. Spur Cr_2O_3 und Li_2O).

12. Hypersthen, mit sehr wenig Augit verunreinigt. Aus Glimmerhypersthen-Diorit. Campo Maior. Portugal.

Biotit, mit allen Eigenschaften und mit denselben Erscheinungen der Verwitterung und Umbildung wie in den Graniten und Syeniten. Die Analysen 1—4 und 11a, S. 140 zeigen, dass er z. Th. zum Meroxen, z. Th. zum Lepidomelan gehört. Der bei der Umwandlung zu Chlorit, wie bei der Ausbleichung sehr oft sich bildende Rutil deutet auf einen Gehalt an TiO_2, den auch die Analysen 2, 4 und 11a angeben. Der Biotit umschliesst gern die Erstlinge der Gesteinskrystallisation, Zirkon und Apatit.

§ 127. Der Amphibol der dioritischen Gesteine bildet säulenförmige Krystalle von mehr oder weniger idiomorpher Gestalt; in der Prismenzone herrscht das charakteristische Spaltungsprima; terminale Flächen fehlen oft. Zwillingsbildung nach der Querfläche ist verbreitet. Im auffallenden Licht grün bis grünlichschwarz, seltener sammetschwarz bis braunschwarz, im durchfallenden meist grün, seltener braun. Die grünen Amphibole stehen z. Th. den Strahlsteinen nahe, sind arm an Sesquioxyden und frei von Alkalien (Analyse 8), häufiger sind sie reich an Sesquioxyden und enthalten bis zu 3% Alkalien; stets sind sie wasserhaltig (Analyse 5—7 und 9—11). Es sind dieselben Hornblenden, wie im normalen Granit und Syenit (S. 74 und 104). — Die braunen Hornblenden sind nicht analysirt bisher; es scheint die später bei Gabbro zu besprechende Art zu sein. — Verwachsung mit Biotit ist häufig, Umwandlung und Verwitterung wie bei Granit und Syenit.

§ 128. Der Pyroxen der Diorite ist theils ein hellgrüner oder hell rosarother bis farbloser Diopsid in kurzprismatischen, selten scharf idiomorphen Individuen, der gern mit grüner Hornblende in schmalem Mantel umwachsen oder mit dieser in lappigen Stengeln durchwachsen ist und durchaus dem diopsidischen Pyroxen der Granite und Syenite entspricht, theils ein mehr oder weniger streng idiomorpher Hypersthen oder Bronzit (Analyse 12, S. 140). Der Diopsid hat bisweilen einen diallagähnlichen Habitus. Er verwittert zu einem Gemenge von Calcit und Serpentin oder Chlorit, die rhombischen Pyroxene zu Serpentin in der Bastitform.

§ 129. Die Eisenerze, meistens Magnetit mit wechselndem Titangehalt, seltener Ilmenit, liefern bei der Verwitterung oft Leukoxen. Sie gehören zusammen mit dem Apatit und Zirkon, sowie mit dem sehr verbreiteten Titanit in der Briefcouvertform, dem seltenen pechschwarzen, dunkelkastanienbraun durchsichtigen Orthit und dem meist colombinrothen gemeinen Granat zu den ältesten Ausscheidungen aus dem Magma. Der Granat hat gelegentlich Kränze von Hornblende und Biotit nebst Plagioklas.

§ 130. Die dioritischen Gesteine, welche theils als selbständige

Massive und Gänge, theils als (oft randliche) Faciesbildungen von Graniten und Syeniten auftreten, gliedern sich nach ihrem Mineralbestande in eine Anzahl von Arten, die, bei normaler Entwicklung wohl charakterisirt, doch wieder durch zahlreiche Zwischenformen verbunden sind und oft innerhalb eines und desselben Vorkommens nebeneinander auftreten. Die verbreitetsten Arten sind: 1) Quarzglimmerdiorit, 2) Quarzglimmeramphiboldiorit, 3) Quarzamphiboldiorit oder Quarzdiorit schlechthin, 4) Quarzglimmerhypersthendiorit, 5) Quarzaugitdiorit (wohl immer mit Amphibol), 6) Glimmerdiorit, 7) Glimmerhypersthendiorit, 8) Amphiboldiorit oder Diorit schlechthin, 9) Hypersthendiorit und 10) Augitdiorit.

Wennschon im Allgemeinen unter den Quarzdioriten die Quarzglimmerdiorite die höchsten SiO_2-Gehalte zeigen, so ist dennoch keineswegs die alleinige oder herrschende Entwicklung eines bestimmten farbigen Gemengtheils an einen bestimmten Kieselsäuregehalt des Magmas, ja oft nicht einmal allgemein an ein bestimmtes Verhältniss der chemischen Bestandtheile im Magma allein gebunden, sondern offenbar z. Th. durch physikalische Krystallisationsbedingungen während der Verfestigung des Magmas gegeben. Das beweist die nicht eben seltene Resorption früher ausgeschiedener farbiger Gemengtheile unter Neubildung anderer.

Die chemische Constitution der dioritischen Gesteine zeigt (Analyse 1—19, S. 144 u. 145) grosse Schwankungen, weil hier Arten mit reichlicher freier Kieselsäure, die den Graniten parallel stehen, mit quarzfreien, den Syeniten entsprechenden Typen zusammengefasst werden. Im Allgemeinen erkennt man bei vergleichender Betrachtung bei fallender Kieselsäure ein Steigen der Summe von Eisenoxyden und Magnesia, sowie von Kalk und ein Sinken der Alkalien, unter denen durchweg das Natron herrscht. Der Thonerdegehalt steht dagegen nicht in einem directen strengeren Verhältniss zur Kieselsäure oder einem andern Bestandtheil. Das procentische Verhältniss des Kalkes zu der Alkaliensumme schwankt zwischen der (granitischen) Proportion 1 : 1,75 (Analyse 1) und der (gabbroiden) Porportion 6 : 1 (Analyse 16a).

Der Wassergehalt ist keineswegs der Verwitterung allein zuzuschreiben; ein gewisser Theil gehört den Glimmern und Amphibolen.

Der Verwitterung geht bei den Dioriten von gröberem Korn ebenso wie bei den Graniten und Syeniten eine Auflockerung des Gefüges, die zur Grusbildung führt, voraus. Chemisch beginnt die Verwitterung mit einer Aufnahme von Wasser und Kohlensäure, sowie der Überführung des FeO in Fe_2O_3. Dann nimmt die Menge der

Alkalien und des Kalkes ab, wodurch die übrigen Bestandtheile scheinbar zunehmen.

Das specifische Gewicht liegt je nach der Zusammensetzung zwischen 2,72, welches auch bei Graniten, und 2,97, welches bei vielen Gabbrogesteinen vorkommt.

Als ein Beispiel für die grosse Mannichfaltigkeit, welche durch schlierigen Magmenzerfall und Wechsel der physikalischen Verfestigungsbedingungen ein bestimmtes Vorkommen zeigen kann, diene ein kleiner „Dioritstock" des Electric Peak im Yellowstone National Park, welcher, tertiären Alters, von einer gewaltigen Lager-, Gang- und Strombildung begleitet wird, die es wahrscheinlich macht, dass er nur den oberen Theil einer grösseren abyssischen Masse darstellt. Dem entspricht auch das kleine Korn des Gesteins und die Häufigkeit dioritporphyritischer und rein porphyrischer Structurformen. Die Tabelle S. 146 giebt die chemische und mineralogische Constitution der verschiedenen Ausbildungsformen, die theils durch Übergänge miteinander verbunden, theils nach Art von Schlierengängen und Primärtrümern mehr selbständig entwickelt auftreten. Dass ähnliche Differentiationen auch sonst vorkommen, beweisen die Beschreibungen mancher Vorkommnisse (Quarzglimmerdiorit von Klausen in Tyrol, Diorit vom Kyffhäuser, Diorite der Cortlandt Series in New York u. a.), sowie die Vergleichung der Analysen 14 und 14a, 16 und 16a der Tabelle auf S. 145.

In manchen Fällen geht die Differenzirung bis zur Entwicklung feldspathfreier Gesteinsformen, die man H o r n b l e n d i t e (in den Dioriten der Cortlandt Series in New York) und A m p h i b o l f e l s (Hummelberg, NO. von Ober-Flockenbach im Odenwald) genannt hat. — Nach der andern Richtung führt die Differenzirung zu aplitischen Gesteinen mit sehr geringem Gehalt an farbigen Gemengtheilen. Diese treten gelegentlich als Grenzformen auf (Noyang, Alpen).

§ 131. Zwischen dem stofflichen Bestande und der S t r u c t u r der Diorite besteht insofern ein deutlicher Zusammenhang, als in den kieselsäurereichen Typen die normale hypidiomorph-körnige Structur der Granite entwickelt ist, während die Herrschaft eines bestimmten farbigen Gemengtheils keinen nennenswerthen Einfluss auf die Structurgestaltung auszuüben scheint. Die kieselsäurereicheren Diorite sind zugleich die feldspathreicheren und ihr Feldspath im Allgemeinen ein saurerer. Da hier, wie bei den Graniten, die Perioden der Ausscheidung der Übergemengtheile, der farbigen Hauptgemengtheile, der Feldspäthe und endlich des Quarzes, obschon übereinander greifend, doch deutlich geschieden sind, so ist der Idiomorphismus der farbigen Gemengtheile ein höherer als der der Feldspäthe, oft ein vollkommener.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO_2	66,75	66,91	66,83	65,71	63,43	58,00	58,93	64,12	59,97	56,45
TiO_2	—	—	0,54	—	0,73	—	0,52	—	—	Sp.
Al_2O_3	15,90	15,20	15,24	17,08	14,20	18,87	17,48	16,50	16,93	20,15
Fe_2O_3	3,73	—	2,73	2,84	1,54	4,81	1,73	2,71	2,41	4,36
FeO	1,84	6,45	1,66	1,79	4,56	1,01	5,01	4,26	4,83	5,00
MnO	—	—	0,10	—	0,03	—	Sp.	—	—	Sp.
MgO	1,23	2,95	1,63	2,57	2,35	3,84	4,33	2,34	3,61	2,66
CaO	3,11	3,73	3,59	5,24	5,51	7,92	7,08	4,76	5,10	6,59
Na_2O	3,38	3,33	3,10	3,87	3,49	3,50	2,91	3,92	3,87	2,95
K_2O	1,98	0,86	4,46	1,02	2,19	2,40	1,34	1,92	1,32	1,00
H_2O	1,22	0,16	0,56	—	1,50	0,60*	0,73	0,73	1,60	1,61*
P_2O_5	—	—	0,18	—	0,11	—	0,14	—	—	0,24
Sa.	99,14	98,99	100,82	100,12	99,70	100,95	100,33	101,26	99,64	101,01
Sp. G.	—	2,724	—	—	—	2,96	—	—	—	—

* Glühverlust.

1. Quarzglimmerdiorit (hornblendefrei). Val Moja bei Edolo. Val Camonica. Südalpen.
2. Tonalit. Avio-See. Adamello. Südalpen.
3. Quarzglimmerdiorit mit Hornblende. Blatt Mount Dana. Sierra Nevada. Aus solchem Gestein stammen der Biotit der Analyse 11a und die Hornblende der Analyse 11 auf S. 140. (Mit 0,04 ZrO_2, 0,03 SrO, 0,11 BaO, Spur Li_2O und CO_2, 0,02 Cl.)
4. Banatit (Quarzglimmeraugitdiorit). Dognacska. Banat.
5. Granodiorit (Quarzdiorit). Butte Co. Sierra Nevada. Californien. (Mit 0,06 BaO.)
6. Quarzglimmerdiorit. Ufirn-Thal. Östlicher Theil des St. Gotthard-Massivs. Alpen. (Das sp. G. kann kaum richtig sein.)
7. Quarzglimmerdiorit mit Hornblende; voll goldführender Quarzgänge. Wyalong. Neusüdwales. (Mit 0,13 hygroskop. Wasser. Spur Va_2O_5).
8. Quarzglimmerhypersthendiorit. Zwischen Johannser- und Muttlerhof bei Klausen. Tirol.
9. Quarzhypersthendiorit. Vildarthal bei Klausen. Tirol.
10. „ Ivrea. Piemont.

Auch die Kalknatronfeldspathe sind mehr oder weniger, oft durchaus idiomorph; Orthoklas und Quarz dagegen nie. — Mit sinkender Kieselsäure sinkt im Allgemeinen (nicht immer) auch die Feldspathmenge und die Acidität des Feldspaths. Demzufolge beginnt die Feldspathausscheidung früher und die Krystallisation der farblosen und farbigen Gemengtheile läuft sehr lange Zeit nebeneinander her, so dass der Grad des Idiomorphismus beider nicht ein so verschiedener, ja oft derselbe wird und somit der Feldspath nicht selten idiomorph gegen die farbigen Gemengtheile stösst.

Die bei den Graniten und Syeniten erklärte Bildung der basischeren und dunkleren älteren Ausscheidungen findet sich auch hier

11.	12.	13.	14.	15.	15a.	16.	17.	17a.	18.	19.
56,09	55,40	62,80	55,86	53,00	48,90	50,45	53,63	41,81	56,80	52,00
0,37	—	1,10	1,20	0,57	0,26	0,27	0,10	0,79	0,46	—
16,03	16,44	12,94	19,30	17,19	16,03	18,90	21,54	23,89	18,30	15,75
3,12	0,85	10,57	0,91	4,78	12,52	7,73	3,53	4,20	1,64	3,55
4,77	7,51		4,78	5,05	1,12	2,61	3,87	5,54	5,58	12,84
—	0,39	—	0,16	Sp.	0,04	—	Sp.	Sp.	Sp.	—
8,03	5,05	2,79	2,94	4,66	6,24	5,41	2,28	6,15	3,63	3,42
6,73	7,49	4,99	7,31	8,08	8,22	9,00	9,23	13,79	5,31	7,39
3,49	4,03	2,52	3,52	2,92	3,87	3,92	3,68	1,11	4,35	3,37
1,87	2,00	1,27	1,52	1,49	1,17	1,05	0,45	1,13	3,28	1,24
0,16	0,58	1,13*	1,23	1,35	1,66	0,10	1,18	2,96	0,53	0,35
—	—	—	0,38	0,37	—	0,52	0,31	Sp.	Sp.	1,06
100,66	99,74	100,11	99,86	99,46	100,03	99,96	100,07	101,37	99,93	101,08
2,892	—	2,83	—	2,856	2,950	2,967	2,81	2,92	2.83	—

11. Glimmerhypersthendiorit. Campo Maior. Portugal.
12. Hypersthendiorit. Montrose Point am Hudson River bei Peakskill. New York. U. S. A.
13. Quarzdiorit. Colle di Mesoncles. Val Savaranche. Grajische Alpen.
14. Quarzführender Diorit. Sierra Nevada. Californien. (Mit 0,04 SrO, 0,13 BaO, 0,39 FeS_2, 0,19 hygroskop. Wasser, Spur Li_2O.)
15. Diorit. Schwarzenberg bei Barr. Vogesen.
15a. Diorit, ebendaher; ärmer an Feldspath, reicher an Amphibol.
16. Diorit (mit Pyroxen-Mineralien). Lichtenberg im Odenwald.
17. Diorit, gneissartig. Steinbrüche hinter der Rothenburg. Kyffhäuser-Gebirge. Thüringen. (Mit 0,17 CuO.) Der Feldspath ist Andesin.
17a. Diorit, grobkörnig. Nordabhang der Rothenburg. Kyffhäuser-Gebirge. Thüringen. (Mit Spuren von BaO, SrO.) Der Feldspath ist Bytownit. Die Hornblende hat die Zusammensetzung Analyse 9 und 10, S. 140.
18. Quarzaugitbiotitdiorit mit Hypersthen. Robinson. Cutte Mtn. Montana. U. S. A. (Mit 0,05 BaO, Spur Li_2O.)
19. Augitdiorit. Richmond. Minnesota. (0,11 CO_2.)

in grosser Verbreitung und ist auch hier oft von der Entwicklung feldspath- und quarzreicherer, hellerer Schlieren begleitet. Dieser Vorgang kann bis zur Kugelbildung führen, wie sie das Vorkommen bei Santa Lucia di Tallano unfern Sartene in Corsica (Fig. 11, S. 59) zeigt, in welchem das Centrum der Kugeln aus einem normalen dioritischen Gemenge, die Schalen abwechselnd aus fast reinem radialstrahligem Bytownit und feldspatharmen Gemengen von Hornblende und Pyroxen bestehen. — Ähnliche Kugelbildung findet sich an einem Diorit von Rattlesnake Bar, Eldorado Co., Californien.

Fluidale Phänomene sind allverbreitet und kommen bald durch die Parallelordnung der farbigen Gemengtheile, bald durch die

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO_2	56,28	57,38	58,05	61,22	64,07	64,85	65,11	65,60	65,97	66,05
TiO_2	0,84	Sp.	1,05	0,61	0,45	0,91	0,71	0,75	0,42	0,34
Al_2O_3	14,23	16,86	18,00	16,14	15,82	16,57	16,21	17,61	16,58	16,96
Fe_2O_3	4,69	2,49	2,49	3,01	3,40	2,10	1,06	0,95	2,59	2,59
FeO	4,05	5,17	4,56	2,58	1,44	2,15	3,19	2,76	1,72	1,38
MnO	0,16	Sp.	fehlt	Sp.	Sp.	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt
MgO	6,37	5,51	3,55	4,21	3,39	2,14	2,57	1,49	2,11	2,08
CaO	7,94	7,32	6,17	5,46	4,43	4,01	3,97	3,72	3,37	3,37
Na_2O	2,98	3,33	3,64	4,48	4,06	3,71	4,00	4,36	3,41	4,20
K_2O	1,23	1,45	2,18	1,87	2,27	3,10	2,51	2,36	2,67	2,53
Li_2O	0,01	0,39	fehlt	—	—	fehlt	0,04	0,03	0,09	fehlt
H_2O	0,93	0,42	0,86	0,44	0,52	0,35	0,94	0,59	1,23	0,69
P_2O_5	0,40	Sp.	0,17	0,25	0,18	0,14	0,02	0,16	Sp.	Sp.
Cl	0,17	0,17	Sp.	—	—	fehlt	fehlt	fehlt	0,09	Sp.
SO_3	Sp.	0,21	0,07	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	0,13	0,03
Sa.	100,28	100,70	100,79	100,36	100,08	100,03	100,33	100,38	100,33	100,22

1. Pyroxen-Amphibol-Biotit-Diorit, quarzführend. Electric Peak. Yellowstone National Park.
2. Pyroxendiorit mit etwas Amphibol und Biotit. Electric Peak. Yellowstone National Park.
3. Pyroxendiorit mit wenig Amphibol und Biotit. Electric Peak. Yellowstone National Park.
4. Pyroxen - Amphibol - Biotit - Diorit, quarzführend. (Mit 0,09 NiO.) Electric Peak. Yellowstone National Park.
5. Pyroxen-Amphibol-Diorit mit Biotit und Quarz. (Mit 0,05 NiO.) Electric Peak. Yellowstone National Park.
6. Amphiboldiorit mit etwas Biotit und Pyroxen, Quarz reichlich. Electric Peak. Yellowstone National Park.
7. Amphibol-Biotit-Diorit, Quarz reichlich. Electric Peak. Yellowstone National Park.
8. Amphibol-Biotit-Diorit, Quarz reichlich, etwas Pyroxen. Electric Peak. Yellowstone National Park.
9. Amphiboldiorit mit viel Quarz. Electric Peak. Yellowstone National Park.
10. Amphibol-Biotit-Diorit mit viel Quarz. Electric Peak. Yellowstone National Park.

der dann ausgesprochen tafelförmigen Plagioklase zur Erscheinung. Der Habitus ist dann ein gneissartiger und oft schwer zu unterscheiden von einer druckschiefrigen Ausbildung (Tonalitgneiss des Adamello u. a.), welche sich erst nach der Gesteinsverfestigung durch orogenetische Vorgänge entwickelte. Für die Unterscheidungsmerkmale gilt das bei Graniten (§ 81 und 89) Gesagte.

Randliche Verdichtung des Kornes ist häufig; ebenso sind gern an die Peripherien der Massive und an ihre Apophysen die porphyrischen (meistens dioritporphyritischen) Structurformen mit holokrystalliner Grundmasse gebunden. Bald liefern die farbigen Gemeng-

theile und die Feldspäthe, bald nur die letzteren die grossen Einsprenglinge. Für die Entwicklung von Quarzeinsprenglingen scheinen die Magmen nicht sauer genug zu sein.

Pegmatitische Gebilde kommen ebenso vor, wie bei den Graniten und zeigen dieselben Eigenthümlichkeiten und die gleiche Beziehung einerseits zu miarolitischer Structur, andererseits zu aplitischen Gängen. Sie pflegen meistens feldspathreicher zu sein, als die Hauptmasse des Gesteins und führen gern Orthit. In den basischen Dioriten, welche dem Gabbro nahe stehen, herrschen in den pegmatitischen Gebilden gelegentlich auch einmal die farbigen Gemengtheile. — Das miarolitische Gefüge ist bei diesen kalkreichen Gesteinen öfters dadurch verhüllt, dass die eckigen Hohlräume mit Calcit erfüllt sind und erst durch Wegätzen desselben zur Wahrnehmung gelangen (Gangdiorite des Odenwaldes, so der Labradordiorit von Schriesheim an der Bergstrasse).

§ 132. Quarzglimmerdiorit in reiner Ausbildung findet sich stockförmig im Phyllit des Mojathals bei Edolo und des Rabbiathals bei Rino im Val Camonica (Analyse 1, S. 144), gangförmig in den palaeozoischen Schichten (Steiger Schiefern) des Unter-Elsass bei Barr, und unter nicht näher bekannten Verhältnissen in grossen Massen in den palaeozoischen Schiefern der Provinz Alemtejo in Portugal. — Hornblendehaltig, auch pyroxenhaltig und z. Th. mit Granititen und Amphibolgranititen verknüpft, tritt er im Silur von Omeo, Gippsland, Victoria auf und steht hier in Verbindung mit den goldführenden Quarzgängen. — Im palaeozoischen Quarzphyllit Tirols stehen die Quarzglimmerdiorite von Klausen stock- und gangförmig; sie gehen über in Quarzglimmerhypersthendiorit und Quarzhypersthendiorit (Analyse 8 und 9, S. 144), sowie in Hypersthendiorite und zeigen in der Nähe der Abkühlungsflächen vorzüglich porphyrische Ausbildung. — Im östlichen Theil des krystallinen St. Gotthard-Massivs erscheint der Quarzglimmerdiorit des Ufirnthales (Analyse 6, ebenda), vielleicht als tiefster Theil des Gotthardgranitits. — Auch in der Grafschaft Wicklow finden sich Massive von hornblendeführenden Quarzglimmerdioriten. — Glimmerdiorite mit wenig Quarz oder ohne solchen sind selten als selbständige Massen von grösseren Dimensionen, öfter als Facies anderer Typen (bei Peekskill am Hudson oberhalb New York) oder in wenig mächtigen Gängen (Küste von Arklow in Irland, Sumatra, Christianberg im Böhmerwald u. a. O.) beobachtet worden. — Glimmerhypersthendiorite (mit etwas Amphibol) kennt man von Klausen, von Campo Maior (Analyse 11, S. 145) und S. Pedro zwischen Arronches und Elvas, Alemtejo, Portugal, und Hypersthendiorite von Montrose Point am Hudson in New York (Analyse 12) und von Lichtenberg im

Odenwald (Analyse 16), quarzhaltig als Facies der Norite aus der Gegend von Ivrea in Piemont (Analyse 10, S. 144).

§ 133. Aus der Gruppe der eigentlichen Quarzdiorite und Diorite hebt sich als eine Übergangsform zum Quarzglimmerdiorit der sogen. Tonalit (G. VOM RATH) des Adamello-Gebirges (Analyse 2, S. 144) ab. Derselbe bildet eine gewaltige Masse, welche an ihrer langen Contactfläche mit phyllitischen Schiefern, permischen und triadischen Schichten eine ebenso vollendete Contactzone hervorgerufen hat, wie die Granite es thun. Der Habitus ist durchaus granitisch, der herrschende weisse Feldspath ist Andesin, die dunkelgrünlich schwarze Hornblende und der dunkelbraune Biotit sind hochgradig idiomorph, Quarz reichlich vorhanden. — Derselbe Tonalit bildet den Eruptivstock des Rieserferner, mehrfach auch Gänge in den osttirolischen Alpen, sowie nach Westen in normalen Diorit verlaufend ein Massiv im oberen Val Savaranche, grajische Alpen (Analyse 13, S. 145). Durchaus dasselbe Gestein findet sich unter den Granodioriten der Sierra Nevada und sonst in Californien (Analyse 3 und 5, S. 144), z. Th. in Verbindung mit quarzigen Gängen, die goldhaltige Arsenite und Sulphite führen (Meadow Lake). — In Verbindung mit Mikroklingranit wird es aus dem Hoogeveld im Transvaal angegeben.

Die normalen Quarzdiorite sind glimmerärmer als der Tonalit. Repräsentanten derselben (z. Th. etwas diopsidführend) liefert der südliche Odenwald bei Weinheim, wo sie neben Granititen, aber älter als diese, auftreten; Einschlüsse der Quarzdiorite in den Granititen sind häufig. Beide Gesteine haben palaeozoische Schichten des rheinischen Schiefergebirges metamorphosirt. Durch Abnahme des Quarzes entwickeln sich quarzfreie Arten, die oft reichlich monoklinen und rhombischen Pyroxen führen (Analyse 16, S. 145). Sehr nahe verwandt den Odenwälder Quarzdioriten und Dioriten sind solche von den Canalinseln, zumal von Guernsey, aus der Provinz Alemtejo in Portugal, aus Finland und Schweden. — Als Typus der quarzarmen und quarzfreien Diorite kann man die Vorkommnisse vom Schwarzenberg bei Barr (Analyse 15 und 15a, ebenda) und Neuntestein bei Hohwald im Unter-Elsass, und vom Kyffhäuser-Gebirge in Thüringen (Analyse 17 und 17a) bezeichnen. Die letztgenannten zeigen z. Th. ausgesprochenen Gneisshabitus. Sehr verbreitet sind quarzarme bis quarzfreie Diorite im mittleren und östlichen Småland. — Die Zusammensetzung eines californischen Vorkommens giebt Analyse 14. — Der Ornöit CEDERSTRÖM ist ein hornblendearmer Diorit im Gneiss der Insel Ornö, SO. von Stockholm, der nach den Grenzen hin hornblendereich und fluidal wird und auch eine peridotitische

Facies entwickelt. — Ornöitartige Gesteine kommen auch in Verbindung mit Quarzdioriten und Gabbros am Sulitjelma vor.

§ 134. Quarzaugitdiorite und Augitdiorite (STRENG) gehen ebenso ineinander über, wie Quarzdiorite und Diorite. Sie wurden zuerst aus der Umgebung von Watab und Richmond in Minnesota (Analyse 19, S. 145) beschrieben und kommen ebenso, aber auffallend alkalireich in Montana (Analyse 18), im südlichen Portugal, in Finland, in Sumatra und als locale Facies im Odenwald und auf den Canalinseln vor. — Andendiorite (STELZNER) sind Quarzaugitdiorite von tertiärem Alter, welche im Andesittuff am Andenübergang zwischen Rosario und Valparaiso auftreten. Ihr mikrotinartiger Plagioklas enthält viel Glaseinschlüsse: Hornblende und Biotit begleiten den Augit.

Als Banatite (v. COTTA) bezeichnet man hypidiomorph-körnige bis porphyrartige Eruptivmassen, welche bei Moravitza, Dognacska (Analyse 4, S. 144) u. a. O. im Banat in naher Beziehung zu den Erzlagerstätten dieses Gebiets theils in krystallinen Schiefern, theils im Caprotinenkalk aufsetzen, den sie nach Art der Granite metamorphosirt haben. Sie umfassen tonalitähnliche Quarzdiorite und sehr quarzarme bis quarzfreie Gesteine. Durch gelegentlich reichen, sehr selten ganz fehlenden Gehalt an diopsidischem Pyroxen schliessen sie sich an die Augitdiorite an. Dieselben Gesteine kommen auch in der Umgebung von Schemnitz vor.

§ 135. Die Einwirkung der Diorite auf die durchbrochenen Gesteine liefert die gleichen Contacthöfe, wie bei den Graniten. So sind die palaeozoischen Schiefer des Odenwaldes zu Fleckschiefern und schiefrigen Hornfelsen mit Cordierit, Andalusit und Sillimanit, die kohlereichen Schiefer zu Graphitschiefern mit Turmalin, die kohlereichen Sandsteine zu Graphitquarziten, die Kalklinsen zu Kalksilikathornfelsen umgewandelt, Gesteine, die früher zu den Gneissen gezählt wurden. — Dieselben Erscheinungen findet man am Tonalit des Adamello-Gebirges, an den Quarzglimmerdioriten des Val Camonica und der Colonie Victoria in Australien. Die z. Th. marmorisirten, z. Th. in Granatfels, Wollastonitfels, Epidotpyroxenfels u. s. w. umgewandelten Kreidekalke am Banatit sind stellenweise reichlich mit Kupfer- und Eisenerzen, auch mit Gold in der Gesellschaft von Pyrit (Dognacska, Moravitza) imprägnirt. — Auch der Tonalit des Rieserferner hat die krystallinen Schiefer seiner Umgebung mehr oder weniger deutlich beeinflusst.

Zwischen den Quarzglimmerdiorit von Klausen und das durchbrochene Phyllitgebirge schiebt sich gelegentlich eine Art Breccie ein, in welcher Fragmente des letzteren durch das Eruptivgestein

verkittet sind. An vielen Punkten der Grenzzone tritt Turmalin, Spinell, Andalusit, Cordierit, Korund, Biotit u. s. w. nesterartig sowohl im Eruptivgestein, wie im Phyllitgebirge auf. — Ähnliches findet sich in den Dioriten der Cortlandt Series am Hudson oberhalb New York. Diese Erscheinungen entsprechen den pneumatolytischen Grenzbildungen der Granite.

Die Familie der Gabbrogesteine[1].

§ 136. Die Gabbrogesteine sind hypidiomorph-körnige, kaum je porphyrartige, Tiefengesteine von sehr wechselnder Korngrösse, in denen ein basischer Kalknatronfeldspath mit monoklinen oder rhombischen Pyroxenen, oder mit Hornblende die herrschende Mineralcombination bildet. Es giebt olivinfreie und olivinhaltige Typen. — Als Nebengemengtheile sind Apatit, Magnetit (oft Ti-haltig) und Ilmenit allgemein verbreitet, Zirkon selten. Neben Pyroxen und Amphibol ist ein brauner Biotit öfter in kleinen Mengen vorhanden. Saurere Feldspäthe der Andesin- und Oligoklasreihe treten accessorisch, selten herrschend auf. Orthoklas ist mehrfach nachgewiesen, zumal in saureren Facies. — In den basischeren Gabbrotypen ist ein Spinell (Pleonast und Chromit oder Picotit) sehr verbreitet. — Quarz tritt accessorisch in gewissen Grenztypen auf, z. Th. für sich, z. Th. in granophyrischer Verwachsung mit Feldspäthen. — Sehr gemein ist in vielen grösseren Gabbro-Massiven ein oft plötzlicher starker Wechsel im Mineralbestande, wobei selbst wesentliche Gemengtheile mehr oder weniger vollständig ausfallen können, während andere Haupt- oder Nebengemengtheile sich auffallend anreichern. Daher ein grosser Typenreichthum mit allmähligen Übergängen in die Diorite und in die Peridotite.

§ 137. Die Plagioklase der normalen Gabbrogesteine haben derben Habitus, weisse, graue, oft auch violette und braune, sehr selten rothe Farbe und gehören der Labradorit- und Bytownit-, vielfach auch der Anorthitreihe an. Sie bilden nach M 'dicktafelförmige oder isometrische Individuen, meistens ohne idiomorphe Begrenzung. Die Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz ist sehr verbreitet, die nach dem Periklingesetz nicht selten. Häufiger als in andern Gesteinen fehlt hier die Zwillingslamellirung und auch der zonare Bau

---

[1] Der Name Gabbro ist der italienischen Volkssprache der Gegend von Prato und L'Impruneta entnommen und wurde nach den Beschreibungen Targioni's von den toscanischen Vorkommnissen durch Leopold von Buch 1809 auf verwandte Gesteine anderer Länder, zumal Schlesiens, übertragen und in die deutsche Geologie eingeführt. Euphotid, Zobtenfels sind ältere Namen für Gabbro.

ist seltener zu beobachten, als bei den Dioriten. — Die saureren Feldspäthe der Andesin- und Oligoklasreihe treten hervor und werden herrschend in solchen Gesteinen, die an der Grenze der Gabbros und Hypersthendiorite oder Glimmerhypersthen- und Augitdiorite stehen (Ivrea, Staat New York u. a.). — Orthoklas und Mikroperthit wurden nur in abweichenden Gesteinsformen nachgewiesen (Volhynien, Ekersund u. s. w.); hier scheint der Orthoklas nicht mit Albit, sondern mit Oligoklas verwachsen zu sein.

Die braune und violette Färbung der Gabbro-Plagioklase rührt von staubförmig feinen, seltener stabförmigen oder blättrigen mikrolithischen Interpositionen her, welche gern central gehäuft, oft auch zonar angeordnet, selten regellos vertheilt sind. Eine vollkommen einwurfsfreie Deutung dieser Interpositionen ist bisher nicht gelungen; wahrscheinlich gehören sie einer Titanverbindung an, und zwar dem Titaneisenglimmer. Wo diese Feldspäthe gebirgsbildenden Kräften ausgesetzt waren, wurden sie oft zu sehr feinkörnigen Aggregaten zerdrückt und bei diesem Vorgange zugleich vollkommen entfärbt, ohne dass eine chemische Veränderung nachweisbar wäre (Analyse 16 und 16a, S. 152). — Die häufige grünliche Farbe der Gabbro-Plagioklase ist secundär und die Folge einer Neubildung von Chlorit oder Strahlstein. Selten wandeln sich die Gabbro-Plagioklase in Kaolin oder Glimmer um; dagegen ist sehr verbreitet die sogen. Saussuritisirung. Hierbei verschwindet die Zwillingslamellirung und die Spaltbarkeit, der Glanz wird wachsähnlich, der Bruch splittrig, die Härte und das specifische Gewicht steigen beträchtlich. Mikroskopisch besteht der Saussurit aus einem Gemenge von herrschendem Zoisit oder Epidot, bezw. diesen beiden mit Albit, dem wechselnde Mengen von Strahlstein oder Tremolit, oft auch Granat, Skapolith, gelegentlich Rutil beigemengt sind. Die Häufigkeit dieses besonders im geschieferten Gebirge allverbreiteten Vorganges erklärt sich durch die Spaltung des Plagioklas und die Abgabe von Kalk aus den Pyroxenen bei ihrer Umwandlung in Amphibole. Die Gleichung wäre etwa $NaCa_3Al_7Si_9O_{32} + CaCO_3 + H_2O = NaAlSi_3O_8 + 2(HCa_2Al_3Si_3O_{13}) + CO_2$.

Hie und da findet sich der Feldspath in ein penninartiges Mineral (Pseudophit, Pyknotrop) oder in Zeolithe umgewandelt. Die ausserordentliche Seltenheit der Carbonatbildung bei so Ca-reichen Plagioklasen ist eine überraschende Thatsache.

§ 138. Der herrschende monokline Pyroxen ist Diallag von brauner, graubrauner oder grüner Farbe in allotriomorpher, seltener in idiomorpher Ausbildung. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma tritt zurück gegen die Theilbarkeit nach der Querfläche, auf welcher bei brauner Farbe oft ein ausgesprochener metallischer Schimmer liegt, die Folge von orientirten Interpositionen nicht zweifellos bekannter Natur; bei grüner Farbe fehlt dieser Schiller. Es ist ein an der Grenze der Diopsid- und Augitreihe stehender, alkalifreier Pyroxen mit wechselndem Verhältniss von MgO und FeO und oft mit kleinem

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	16a.
SiO_2	50,07	51,46	51,41	46,28	49,9	52,34	47,67	52,12	50,33	54,15	39,58	46,08	52,13	49,24	36,17	49,26	50,18
TiO_2	0,93	—	—	0,59	—	—	2,78	—	0,07	—	Sp.	0,77	—	—	nicht best.	—	—
Al_2O_3	5,74	1,31	4,32	7,38	6,2	3,05	6,46	1,69	3,36	3,04	14,91	10,56	6,18	9,01	18,09	32,63	32,78
Cr_2O_3	0,25	—	—	—	0,6	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	nicht best.	—	—
Fe_2O_3	0,38	—	—	2,21	1,7	—	7,95	—	1,03	—	4,01	2,81	1,14	—	8,70	—	—
FeO	7,15	15,94	9,31	14,80	3,9	8,84	1,47	20,94	19,40	12,17	10,67	8,80	9,06	10,58	13,72	—	—
MnO	—	—	0,04	—	0,4	—	—	—	0,71	—	Sp.	0,15	0,14	0,04	—	—	—
MgO	14,89	10,13	15,14	8,91	16,1	15,58	13,38	21,56	21,40	28,37	13,06	14,40	17,30	15,84	11,16	—	—
CaO	19,92	21,14	20,60	18,78	20,4	19,18	20,15	3,20	2,77	2,37	11,76	12,61	14,32	14,36	0,52	12,14	11,80
Na_2O	0,77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,87	1,62	—	—	Sp.	4,36	3,82
K_2O	0,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,62	0,34	—	—	7,59	1,80	1,04
H_2O	0,61	—	—	1,11	0,9	0,66	0,64	—	1,14	0,49	2,79	1,97	0,73	—	2,28	0,38	—
Sa.	101,06	99,98	100,82	100,06	100,1	99,65	100,50	99,51	100,21	100,59	100,27	99,99	101,00	99,07	98,59	100,57	99,62
Sp. G.	3,185	3,271	3,26	3,386	3,2-3,23	3,25	3,331	3,35	3,459	3,29	3,217-3,222	—	3,13	3,09	—	2,704	2,708

1. Diallag, dunkellauchgrün, aus Gabbro. Ehrsberg. Schwarzwald.
2. „ lichtbräunlich, aus Gabbro. Le Prese. Veltlin.
3. „ grünlich, aus Gabbro. Gwynn's Falls bei Baltimore.
4. „ aus Anorthosit. New York.
5. Chromdiopsid aus Olivingabbro. Coverack. Cornwall.
6. Augit aus Gabbro von der Baste bei Harzburg.
7. Augit aus Eukrit. Store Bekkafjord. Seiland. Norwegen.
8. Hypersthen aus Gabbro. Mount Hope. Baltimore.
9. „ aus Anorthosit. Mount Marcy. New York.
10. Bronzit (Protobastit) aus Norit. Radauberg. Harzburg. (Mit etwas Cr_2O_3 in FeO.)
11. Schwarze, braundurchsichtige Hornblende aus Hornblendegabbro. Ivrea.
12. Braune Hornblende aus Hornblendegabbro. Beaver Creek. 10 km östl. Big Trees. Sierra Nevada. Californien. (Mit 0,17 hygroskop. Wasser, 0,18 P_2O_5, ohne BaO, SrO, Li_2O, Fl.)
13. Dunkelkastanienbraune Hornblende aus grosskörnigem, diallagarmem Gabbro. Baste. Harz.
14. Grüne und farblose Hornblende, aus Hypersthen und Diallag hervorgegangen. Gwynn's Falls bei Baltimore.
15. Biotit, braun, aus Gabbro. Radauthal. Harzburg. (Mit 0,36 Fl.)
16. Labrador in mehreren Centimeter grossen violettgrauen Individuen, aus Gabbro von Vier Linden bei Rosswein. Sachsen.

16a. Labrador, feinkörnig, fast dicht, weiss, aus grobflasrigem Amphibolschiefer desselben Fundortes.

Gehalt an Cr_2O_3 (Chromdiopsid) und TiO_2 (Analyse 1—5, S. 152). Der Diallag ist oft mit Bronzit oder Hypersthenlamellen, wohl auch mit Hornblendenädelchen von grüner oder brauner Farbe durchwachsen, oder wird von Amphibol mantelartig umwachsen. Die atmosphärische Verwitterung des Diallags führt zur Bildung von Bastit (Serpentin) oder Chlorit, dem Calcit oder Epidot beigemengt zu sein pflegen (vergl. § 74). Auch Talk ist ein nicht seltenes Umwandlungsproduct oft unter Ausscheidung von Calcit und Kieselsäure: $3(CaMgSi_2O_6) + H_2O + 3CO_2 = H_2Mg_3Si_4O_{12} + 3CaCO_3 + 2SiO_2$. Sehr häufig ist eine von der Peripherie nach innen fortschreitende Umwandlung in parallel gestellte Aktinolith- (Smaragdit-) oder Hornblendenadeln, die sogen. Amphibolitisirung oder Uralitisirung, besonders im gefalteten Gebirge. Hierbei tritt in normalem Verlaufe CaO aus (vergl. Analyse 14 und 3, S. 152), ohne dass die Gesammtzusammensetzung des Gesteins sich bemerkenswerth änderte (vergl. Analyse 10 und 10a 11 und 11a, S. 155).

Neben dem Diallag (Harzburg u. a. O.) oder statt desselben tritt ein der blättrigen Theilbarkeit nach der Querfläche entbehrender Augit auf. Dieser im auffallenden Lichte braune bis schwarze, im durchfallenden grüne oder violettbraune Augit hat z. Th. die Zusammensetzung des Diallags (Analyse 6, S. 152), z. Th. diejenige der TiO_2-reichen basaltischen Augite (Analyse 7, ebenda).

Unter den rhombischen Pyroxenen sind Hypersthen und Bronzit (Analyse 8—10) analytisch nachgewiesen. Sie zeigen öfter idiomorphe Begrenzung, als der Diallag, bilden aber auch rundliche oder unregelmässige Körner. Die Hauptspaltfläche nach dem Brachypinakoid zeigt infolge derselben Interpositionen, wie der Diallag sie führt, oft aber nicht immer denselben metallischen Schimmer, wie bei diesem. Eine sichere Unterscheidung von Diallag ist durch die optische Untersuchung der Spaltblättchen gegeben. Die Umbildung führt zu Bastit (Schillerspath) $3MgSiO_3 + 2H_2O = H_4Mg_3Si_2O_9 + SiO_2$, seltener zu Talk, im gefalteten Gebirge oft zu grüner oder brauner Hornblende.

Soweit die Hornblende ein ursprünglicher Gemengtheil ist, scheint sie allenthalben braun zu sein und bildet unregelmässige Körner, Blätter und Säulen, seltener angenähert idiomorphe Individuen von hohem Glanz und schwarzer bis dunkelbrauner Farbe im auffallenden Lichte. Sie gehört nach Analyse 11—14, S. 152 mehreren sehr verschiedenen Arten an; die eine (Analyse 14) von normalem Gehalt an Sesquioxyden und alkalifrei ist derart mit Pyroxen vergesellschaftet, dass ihre primäre Natur nicht zweifellos ist, die andere, eine sehr basische, sesquioxyd- und wasserreiche, natronhaltige Hornblende ist dem Syntagmatit nahe

verwandt. Ihrer chemischen Constitution nach steht sie dem Biotit (Analyse 15, S. 152) näher, als den Pyroxenen. — Der stets braune Biotit bildet, wo er auftritt, unregelmässige Blättchen, die gern mit den Eisenerzen oder mit den Pyroxenen und Amphibolen verwachsen sind.

§ 139. Der Olivin bildet rundliche, stark glasglänzende, grünliche, gelbliche bis bräunliche, auch schwarzbraune Körner. Die dunklen Farben rühren von dunkelbraunen bis opaken, nadel- und tafelförmigen Interpositionen eines Erzes her, die sich oft zu sternförmigen und anderen Gruppen aggregiren. Bei beginnender Serpentinisirung wird der Olivin etwas fettglänzend; in vielen Gabbros ist der Olivin vollständig in Serpentin umgewandelt.

Das Eisenerz ist z. Th. tafelförmiger Ilmenit, z. Th. Magnetit; Verwachsungen beider sind häufig und unschwer durch Behandlung mit Salzsäure nachzuweisen. Auch mit Magnetkies sind die oxydischen Erze oft verwachsen; dieser ist der Träger eines oft auch im Olivin nachweisbaren Gehaltes an Ni. Die Gabbrogesteine sind oft Nickelbringer. Der Titangehalt der Eisenerze giebt sich bei der Verwitterung oft durch die Entwicklung eines Kranzes von grauem oder gelblichem Titanit (Leukoxen) oder andern Titanmineralien kund. — Apatit, theils in schlanken Mikrolithen, theils in rundlichen eiförmigen Körnern oder kurzen dicken Prismen ist oft sehr reichlich vorhanden, zumal in den an Feldspath armen Gabbrotypen. — Brauner Picotit oder Chromit liebt die olivinreichen Gabbroarten, gründurchsichtiger Spinell (nach der Analyse eines Vorkommens im Staat New York mit $Al_2O_3 = 54\%$, $FeO = 35\%$, $MgO = 11\%$ zwischen Pleonast und Hercynit stehend) tritt in olivinreichen und olivinfreien Typen auf. — Granat ist nicht selten in den feldspathreichen Anorthositen.

§ 140. Der chemische Charakter der Gabbrogesteine (S. 155, Analyse 1—17) reiht diese Felsarten unmittelbar an das basische Ende der Diorite an und liegt ganz wesentlich in der Vorherrschaft der Oxyde von der Formel RO gegenüber denen vom Typus R_2O, unter welchen wiederum das Na_2O die entschiedene Vorherrschaft hat. Da sowohl bei den basischen Feldspäthen, wie bei den farbigen Gemengtheilen der Gabbrogesteine der SiO_2-Gehalt sich wenig von 50% nach oben und unten entfernt, so ist er hier ein mehr constanter, als in andern Gesteinsgruppen und der Thonerdegehalt steht nicht mit dem der SiO_2 in einem directen Verhältniss. Im Allgemeinen weist hoher Thonerdegehalt auf herrschenden Feldspath (Analyse 1, 12—14); doch kommt er auch in Gesteinen von geringerem Feldspathgehalte vor (Analyse 9) und steckt dann in der Hornblende und im Spinell. Am stärksten schwankt der Gehalt an MgO und den Eisenoxyden; das

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	10a.	11.	11a.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
SiO_2	53,65	49,63	48,96	46,43	50,08	49,90	45,11	49,95	39,84	46,85	48,02	48,57	49,23	49,15	47,97	47,78	45,73	41,13	50,45
TiO_2	—	1,75	—	1,04	—	—	0,21	0,69	0,08	—	—	0,21	0,26	0,18	0,44	0,26	—	—	0,63
Al_2O_3	20,77	16,18	18,57	13,62	15,36	16,04	19,67	19,17	19,71	19,72	17,50	18,48	17,47	21,90	22,16	20,51	22,10	13,56	6,50
Fe_2O_3	0,98	1,92	1,07	1,16	—	7,81	4,32	4,72	7,73	3,22	1,80	0,67	1,32	6,60	1,12	2,54	0,71	2,19	2,49
FeO	7,61	12,03	3,22	9,08	6,72	—	8,57	6,71	8,89	7,99	7,83	6,21	5,76	4,54	4,10	6,07	3,51	6,19	8,38
MnO	—	0,30	—	—	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	0,07	0,08	—	—	—	—	—	—
MgO	1,57	5,38	12,30	15,15	9,99	10,08	5,65	5,03	7,33	7,75	10,31	9,56	9,13	3,03	4,58	4,62	11,46	22,52	19,02
CaO	9,16	9,33	12,67	8,60	14,90	14,48	10,45	9,61	13,52	13,10	13,16	12,23	12,20	8,22	11,96	10,65	9,26	6,72	7,82
Na_2O	3,33	1,89	1,01	1,88	1,80	1,68	3,87	3,13	1,59	1,56	1,48	3,22	2,97	3,83	3,23	4,69	2,54	0,96	nicht be-
K_2O	1,61	0,81	1,34	0,84	0,29	0,55	0,64	0,74	0,53	0,09	Sp.	0,30	0,31	1,61	0,29	0,61	0,34	0,83	stimmt
H_2O	1,33	0,55	—	2,36	1,27	1,46	0,83	0,09	0,86	0,56*	0,79	0,81	2,00	1,92	2,05	0,54	4,38	8,30	0,97
P_2O_5	—	0,44	—	0,22	—	—	0,25	Sp.	Sp.	—	—	Sp.	Sp.	0,33	1,14	0,49	—	—	—
Sa.	100,01	100,66	99,04	100,55	100,41	102,00	100,07	99,84	100,08	100,84	100,79	100,33	100,73	101,31	99,54	99,07	100,03	102,40	96,26
Sp. G.	2,82	3,02	2,92	3,041	—	—	2,84-2,89	2,939	3,1815	3,044	—	—	—	—	—	—	—	—	3,47

* Glühverlust.

1. Gabbro, mittelkörnig, Feldspath (Labrador) herrschend, etwas Quarz. N. vom Torfhaus, S. der Baste, Harzburg.
2. Gabbro mit viel Hypersthen und mit Glimmerblättchen. Radauthal bei Harzburg. (Mit 0,38 Cr_2O_3, 0,07 S, Spur CuO und Fl.)
3. Norit (Protobastitfels Streng). Harzburg.
4. Bronzitführender Olivingabbro. Molkenhaus, Harzburg. (0,17 SO_3.)
5. Olivingabbro, feinkörnig. Buchau. Niederschlesien.
6. Gabbro. Hollmühle bei Penig. Sachsen.
7. Hornblendegabbro. Lindenfels. Odenwald. (Mit 0,33 FeS_2 und 0,17 hygroskop. Wasser.)
8. Norit. Strasse zwischen Chiaverano und Monsino bei Ivrea. Piemont.
9. Hornblendegabbro. Pavone bei Ivrea. Piemont.
10. Hypersthengabbro. Durchschnitt von 15 Handstücken. Baltimore. Md. U. S. A.

10a. Gabrodiorit. Durchschnitt aus mehreren Handstücken Baltimore. Md. U. S. A.
11. Olivingabbro, frisch; nur Diallag unbedeutend verändert. Spitze des Stortoppen. Sulitelma.
11a. Olivingabbro, Olivin und Diallag sind in Amphibol umgewandelt, gleich nördl. unt. der Spitze v. Stortoppen. Sulitelma.
12. Hornblendegabbro. St. Louis-Fluss bei Duluth. Minnesota. U. S. A.
13. Gabbro. Oberbeerbach. Odenwald (mit 0,35 FeS_2, 0,15 hygroskop. Wasser).
14. Olivingabbro. Haufensteinberg bei Wallbach. Odenwald. (Mit 0,31 FeS_2, 0,10 hygroskop. Wasser.)
15. Forellenstein. Coverack. Cornwall.
16. „ Neurode. Schlesien.
17. Olivinaugitnorit, mit wenig Feldspath, sich dem Peridotit nähernd. Gang in Gneiss. Sone River, District Kadapah. Madras. Ostindien. (Al_2O_3 enthält MnO und P_2O_5.)

deutet auf das sehr wechselnde Verhältniss von Feldspath und farbigen Gemengtheilen. Noch auffälliger tritt dieses Verhältniss hervor, wenn man die Anorthosit-Analysen (S. 162) in die Vergleichung einbezieht. Ein hoher Wassergehalt entsteht bei der atmosphärischen Verwitterung besonders bei den olivinreichen Gliedern der Familie (Analyse 15 und 16) durch die Serpentinisirung. — Das specifische Gewicht schwankt zwischen 2,9 und 3,0 bei den normalen Gliedern, sinkt bei den feldspathreichen auf 2,7 und steigt bei den feldspatharmen auf fast 3,5.

§ 141. Nach der jeweiligen herrschenden Mineralcombination unterscheidet man bei den Gabbrogesteinen folgende Hauptarten: 1) Gabbro schlechthin, bestehend aus basischem Plagioklas und Diallag, 2) Norit, bestehend aus basischem Plagioklas und rhombischem Pyroxen, 3) Hornblendegabbro aus basischem Plagioklas und Hornblende, 4) Olivingabbro und 5) Olivinnorit, in denen zu der unter 1) und 2) genannten Mineralassociation reichlicher Olivin hinzutritt. — Da wohl in keinem Gabbro die rhombischen Pyroxene und die Hornblende, in keinem Norit und Hornblendegabbro der Diallag oder Augit ganz fehlen und endlich ein geringer Olivingehalt sehr verbreitet ist, so sind die genannten Typen keineswegs scharf getrennt, sondern verlaufen vielfach ineinander selbst in einem und demselben Gesteinskörper. — Weitere Modificationen entwickeln sich durch das starke Schwanken in den relativen Mengen der Hauptgemengtheile, die bis zum Ausfall eines oder mehrerer führen können. So entstehen 6) die Forellensteine (Troktolithe), d. h. Olivingabbro und Olivinnorite, in denen die Pyroxene ganz oder bis auf kleine Menge fehlen, 7) die Anorthosite (Labradorfelse), die mehr oder weniger frei von farbigen Gemengtheilen überhaupt sind, 8) die Peridotite, d. h. Gabbrogesteine, aus denen der Feldspath verschwunden ist, 9) die Pyroxenite, reine Pyroxengesteine und 10) gewisse Eisenerzmassen und verwandte Substanzen, welche vielfach als integrirende Theile von Gabbrogesteinskörpern auftreten.

Alle diese Typen, von denen 8 und 9 in diesem Buche als eine eigene Gesteinsfamilie behandelt sind, kommen bald zu einer untrennbaren geologischen Einheit verbunden, also in schlieriger Verwebung, bald örtlich vereint, aber als zeitlich verschiedene Eruptionen erkennbar vor. Die auf der nächsten Seite folgenden Analysen ergeben eine Vorstellung von der Spaltfähigkeit gabbroider und nahe verwandter Magmen.

§ 142. Die Structur der Gabbrogesteine ist in grossen Zügen eine sehr einheitliche, wenn man von dem oft rasch wechselnden Korn absieht. Sie ist eine typisch hypidiomorph-körnige (Fig. 26 und 27),

	1a.	1b.	1c.	2a.	2b.	3a.	3b.	4.	5.	6.	6a.
SiO_2	52,8	40,2	29,5	53,50	32,53	21,25	14,95	0,60	31,59	55,40	2,42†
TiO_2	0,5	4,7	9,2	0,45	5,30	6,30	8,50	41,75	18,49	—	0,51
Al_2O_3	17,8	9,5	3,8	22,20	—	5,55	8,95	—	8,54	16,44	46,53
Fe_2O_3	1,2	9,7	17,8	3,60	8,44	—	—	22,11	2,36	0,85	32,31
FeO	4,8	12,2	18,2	2,46	17,10	43,45	52,85	31,01	24,52	7,51	—
MnO	—	0,4	0,3	0,35	—	0,40	0,30	0,28	—	0,39	—
MgO	4,8	8,0	8,7	2,00	7,92	18,30	10,25	3,15	10,70	5,05	9,43
CaO	12,9	13,1	10,0	9,45	—	1,65	1,80	0,55	2,25	7,49	—
Na_2O	3,0	0,8	0,2	4,26	nicht best.	—	—	—	1,03	4,03	—
K_2O	0,5	0,2	0,1	0,61	"	—	—	—	0,15	2,00	—
H_2O	1,2*	0,5*	1,0*	1,50*	"	2,60	1,40	—	—	0,58	—
P_2O_5	—	—	—	—	"	0,13	0,12	0,02	0,02	—	—
S	—	—	—	—	"	0,01	0,02	—	—	—	0,01
Fe_3O_4	—	—	—	—	"	—	—	—	—	—	8,98
FeS_2	—	0,4	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Sa.	99,5	99,7	99,2	100,38	—	99,64	99,14	99,47	99,65	99,74	100,19
Sp. G.	2,91	3,36	3,87	2,800	3,265	—	—	—	—	—	—

* Glühverlust. † Kieseliger Rückstand.

1a. Helles Band (wesentlich Labrador mit Augit, uralitischer Hornblende und Magnetit)
1b. Dunkles Band (wesentlich Augit und Magnetit mit Labrador)
1c. Ultrabasische Schliere (wesentlich Augit und Magnetit)
} in gebändertem Gabbro von Druim an Eidhne, Insel Skye. Schottland.

2a. Quarzgabbro aus dem Centrum und 2b an Eisenerz reicher Gabbro von der Peripherie des Gabbromassivs. Carrockfell. Nordengland.
3a. Magnetit-Olivinit von Taberg. Småland. Schweden.
3b. Magnetit-Olivinit von Laanghult. Småland. Schweden.
4. Gangähnliche Titaneisenerzausscheidung in Labradorfels. Ankershus b. Ekersund. SW.-Norwegen.
5. Ilmenit-Norit. Storgang bei Soggendal. SW.-Norwegen. Gang in Labradorfels.
6. Augitnorit. Montrose Point am Hudson. Westchester Co. New-York — 6a. Schliere von smirgelreichem Eisenerz daraus.

aber sie entbehrt fast durchweg des miarolitischen Charakters, den man erwarten sollte. Da hier der Gegensatz zwischen reinen Alkalisilikaten und Silikaten der zweiwerthigen Metalle, sowie der freie Quarz im Allgemeinen fehlt, so sind die Bildungsperioden der einzelnen Gemengtheile viel weniger geschieden und daher ist nur in selteneren Fällen die Möglichkeit der idiomorphen Gestaltung für sie gegeben, die man dann bald am Feldspath, bald an den Pyroxenen findet. Dass dennoch die Reihenfolge der Ausscheidungen derselben Regel folgt, wie bei den saureren Gesteinen, erkennt man an der sehr verbreiteten, roh centrischen Anordnung der Gemengtheile. Die Erze und Apatite bilden sehr oft eine Art Centrum; um die Erzkörner legt sich

Biotit und Olivin, um diese ordnen sich die Pyroxene und Amphibole und um diese die Feldspäthe. Daneben aber findet man Feldspath umhüllt von Pyroxenen und erkennt daraus, dass die Auskrystallisation der farbigen und farblosen Gemengtheile sehr lange Zeit, z. Th. bis zur vollendeten Verfestigung des Gesteins nebeneinander hergingen. —

Fig. 26. Hypersthengabbro mit Olivin. Baltimore, Md., U. S. A. Vergr. 15 : 1.

In den olivinführenden Abarten der Gabbrogesteine findet sich oft (Odenwald, Wermland, Norwegen, Canada, Alpen) eine eigenthümliche Ocellarstructur oder kelyphitische Structur (Fig. 28) um die Olivine, Eisenerze und Biotite, wo diese Mineralien sich mit Feldspath berühren. Dieselben werden dann von einem radialstengligen Mantel von meistens nur mikroskopischen Dimensionen umhüllt, der sich oft noch in einen inneren und äusseren Theil gegliedert zeigt. Die am regelmässigsten in diesen, wie eine Nussschale den Olivin und das Erz umhüllenden Gebilden auftretenden Mineralien sind Tremolit, grüne Hornblende und rhombische Pyroxene; in wechselnden Mengen sind denselben Spinellide, nicht selten auch Granat beigemengt. Niemals finden sich diese Schalen dort, wo die genannten Mineralien an Pyroxene oder Amphibole grenzen. In manchen Gesteinen erkennt man die Erscheinung schon deutlich mit der Loupe. Dass dieselbe einem magmatischen Vorgang ihre Entstehung verdankt, wird wahrscheinlich durch den Umstand, dass oft die Stengel der genannten Neu-



Fig. 27. Olivingabbro. Vaerdalen, Norwegen. Vergr. 15 : 1. Nic. +.

bildungen sich mit zapfenförmigen Fortsätzen der Plagioklase nach Art ineinander gedrückter Kämme verzahnen.

Agglomerationen der älteren Ausscheidungen und dementsprechend Schlieren sauerer Natur finden sich ebenso, wie bei anderen Tiefengesteinen. Eigentliche Kugelbildung kennt man nur am Romsaas in Askim, Smaalenene, Norwegen. Die concentrisch dickschaligen, haselnuss- bis cocosnussgrossen Kugeln aus Hypersthen, Labrador, etwas Oligoklas, Glimmer und Magnetkies liegen wie eine dünne Schale über den Gabbro ausgebreitet; wo die Kugeln in der eigentlichen Gabbromasse auftreten, sind sie radial gebaut und bestehen vorwiegend aus Hypersthen.

Porphyrische Structuren fehlen fast vollkommen; sie werden von einem Vorkommen, Pigeon Point, Minnesota, angegeben.

Übergänge in Diabasstructurform sind besonders bei den Hyperiten verbreitet und werden durch ausgeprägte Tafelform der Feldspäthe nach M bedingt, zwischen welchen die übrigen Gemengtheile wie eingeklemmt erscheinen.



Fig. 28. Kelyphitische Zone zwischen Olivin und Labradorit. Olivingabbro. Lake St. John, Canada. Vergr. 15 : 1.

Fluidale Phänomene sind besonders in verhältnissmässig oberflächlichen Gabbromassen (Hebriden, Point Sal in Californien, Minnesota) und in den Anorthositen verbreitet, und scheinen ein feines Korn zur Bedingung zu haben. Bald sind die farbigen Gemengtheile zeilenförmig geordnet, bald wechseln Lagen und Schlieren von verschiedenem Mineralbestande und liefern ein ausgezeichnet gebändertes Gestein (vergl. Analyse 1a—c, S. 157). Den grobkörnigen und tiefabyssischen Vorkommnissen fehlt diese Structur.

Pegmatitische Ausbildung kommt in allen Gabbrotypen gelegentlich vor, zumal in den gebänderten nach Art von Schlierengängen.

§ 143. Die Gabbrogesteine bilden Stöcke oder Lakkolithe, Lager und Gänge in den verschiedensten Formationen vom krystallinen Schiefergebirge aufwärts bis zum Tertiär. Die Vorkommnisse haben bisweilen sehr nahe Beziehungen zu Graniten (Harz) und Dioriten. Granitgänge und solche von Pegmatit treten nicht selten in

die Gabbro ein. Innerhalb der grossen Gabbrogebiete treten die verschiedenen oben angeführten Typen oft in mannichfachem Gesteinswechsel und verbunden mit deren Umwandlungsproducten (Serpentin) auf. Die Absonderung der Gabbrogesteine ist bankförmig oder parallelopipedisch.

Gabbro findet sich (in Blöcken) begleitet von Peridotit im Granitgebiet des südlichen Schwarzwaldes bei Häg, Ehrsberg und Kastel; im Übergangsgebirge der Vogesen bei Oderen im St. Amarinerthal; im Gneiss und Übergangsgebirge des nördlichen Odenwaldes (Analyse 7, 13, 14) zwischen Rheinthal und Modau (Gabbro, Olivingabbro, Hyperit, Hornblendegabbro in Verbindung mit Hypersthendioriten und Peridotiten), im Gneiss des Eulengebirges (Analyse 5 und 16, S. 157) bei Volpersdorf, Neurode und Schlegel und bei Hausdorf in Schlesien (Gabbro, Olivingabbro, Forellenstein, Peridotite), im Granulitgebirge Sachsens (Höllmühle bei Penig, Analyse 6, Rosswein), in naher Verbindung mit dem Brockengranit des Harzes bei Harzburg (Gabbro, Olivingabbro, Norit, Olivinnorit, Analyse 1—4, Forellenstein, auch biotit- und augitreiche, sogen. Biotit-Augitgabbro, sowie quarzhaltige Facies und Peridotite) das Hercyn durchbrechend und metamorphosirend, im Fichtelgebirge (Wurlitz) mit Serpentin, in der Phyllitformation der Alpen (le Prese im Veltlin), in den Werfener Schichten oberhalb Jablanica in Bosnien-Hercegowina, im Flysch Bosniens, in der Zone der Pietre Verdi und im Gneiss einen langen Zug bildend zwischen Ivrea in Piemont und dem Nordende des Lago Maggiore (in Verbindung mit Peridotiten und recht sauren Dioriten, theils als Gabbro, theils als Norit, Analyse 8, theils als Hornblendegabbro, Analyse 9, ausgebildet), im Eocän der beiden Rivieren (mit Serpentinen und Diabasen vergesellschaftet), bei Prato unfern Florenz, im Apennin sehr verbreitet (dahin auch der Oligoklasit BOMBICCI gehörig), ebenso im Eocän des oberen Sinni-Thals in der Basilicata. — Am Carrockfell in Nordengland ist der Gabbro des Massivs im Centrum reich an granophyrischen Quarzfeldspathaggregaten und wird nach der Peripherie unter Verschwinden dieser stetig basischer und eisenreicher (Analyse 2a und 2b, S. 157). In Cornwall sind Gabbrogesteine verbreitet im Serpentin der Gegend von Coverack (Analyse 15); — auf den Hebriden und dem gegenüberliegenden Festland (Mull, Skye, Ardnamurchan) kommen Gabbrogesteine in engem Verbande mit granitischen Eruptivmassen, beide tertiären Alters, vor. — Verbreitet ist Gabbro in dem Grundgebirge Skandinaviens (Analyse 11 und 11a, S. 155), Finlands, Canadas und der Vereinigten Staaten (Analyse 12). Im Gabbro der Grafschaft Baltimore, Md. (Analyse 10 und 10a) ist Hypersthen sehr gleichmässig verbreitet neben Diallag (Hypersthen-

gabbro); wo die Pyroxene in Hornblende umgewandelt sind, wird das Gestein wohl als Gabbrodiorit bezeichnet.

Norit und Olivinnorit (Analyse 3 und 8, S. 155) mit accessorischem Diallag, Amphibol und Biotit, oder seltener ohne diese Mineralien sind besonders in SW.-Norwegen (Hitteroe, Ekersund und Soggendal, Levanger), Schweden (Kalmar), Aberdeenshire (Kirkhill) in Schottland, in Finland, in der Grafschaft Westchester in New York, in Sumatra, in der Präsidentschaft Madras, Ostindien, (Analyse 17), wo die randliche Verdichtung der Gänge bis zu hypokrystallinem Gefüge vorschreitet, u. a. O. bekannt. Hierher gehören z. gr. Th. die früher als Hypersthenfels bezeichneten Gesteine.

Der Hyperit TÖRNEBOHM'S, verbreitet in Gängen und Lakkolithen im Gebiet des Magnetitgneisses in Wermland vom Nordufer des Wener Sees bis an die norwegische Grenze und im südlichen Norwegen in Telemarken (Kragerö, Arendal, Oedegaarden), steht zwischen Gabbro und Norit und baut sich auf aus meistens stark bestäubtem, braunem, basischem Plagioklas, Augit, Hypersthen, Olivin und Apatit, wobei Hypersthen und Olivin in einem solchen Mengenverhältniss stehen, dass die Zunahme des einen die Abnahme des andern bedingt. — Auch in Canada tritt dieser Typus auf. Die Structur wird oft diabasähnlich.

Eukrit hat man in Schweden Gabbrogesteine genannt, deren Feldspath Anorthit ist (Radmansö in Schweden, Store Bekkafjord in Seiland, Norwegen). Der Name wurde von G. ROSE zuerst Meteoriten gegeben, welche aus Anorthit und Augit bestehen, und ist dann auf irdische Gesteine übertragen. Die Structur ist normal hypidiomorph-körnig. Auch die Eukrite haben ihre Forellensteine (Skurruvaself in Grogn, Norwegen).

Hornblendegabbro (Analyse 7, 9 und 12, S. 155) unterscheidet sich vom Diorit wesentlich durch die basischere Natur des Feldspaths. Die bräunlichgrüne bis tiefbraune Hornblende (Analyse 11 und 12, S. 152) bildet compacte, aber selten idiomorphe Individuen und verwächst oft mit Diallag; Olivin scheint durchweg zu fehlen. Diese Abart erscheint, oft unter dem Namen Diorit in Verknüpfung mit andern Gabbrotypen, so im Odenwald, Jablanica in Bosnien-Hercegowina, Gegend von Ivrea in Piemont und Westchester Co. im Staat New York. Weit verbreitet ist dieser Typus in Småland.

Glimmergabbro heisst ein ebenfalls im Småland vorkommender Typus, welcher als reichlichen farbigen Gemengtheil Biotit führt. Der neben Biotit stets vorhandene Pyroxen hat z. Th. nicht den Diallaghabitus. Quarz ist gern in kleinen Mengen vorhanden. Der Biotit-Augitgabbro des Radauthales bei Harzburg entspricht diesem

Typus, mit welchem sich der Gabbro direct an die Glimmerpyroxendiorite anschliesst. Damit stimmt auch die höhere Acidität seines Feldspaths. — Quarzgabbro (Analyse 1, S. 155, und 2a, S. 157) enthält kleine Mengen von Quarz neben dem normalen Mineralbestande.

§ 144. Anorthosit heisst in Canada ein am Ostrande des canadischen Schildes von der Küste von Labrador bis an den Ontario-See in mehreren gewaltigen und vielen kleineren Massiven auftretender Gabbrotypus im Ober-Laurentian, der von Potsdam-Sandstein und Calciferous horizontal überlagert wird. Er ist, wie auch die folgenden Analysen deutlich erweisen, auffallend gekennzeichnet durch das starke Zurücktreten der farbigen Gemengtheile (Augit und Hypersthen), die stellenweise ganz fehlen, durch die weit verbreitete Parallelstructur, die dem Gestein oft geradezu das Aussehen krystalliner Schiefer giebt. Hornblende, Biotit (gern als Kranz um Eisenerze), Apatit, Granat und Quarz sind, wo sie vorkommen, durchaus accessorisch. — Olivinführend bis olivinreich findet sich der Anorthosit am Saguenay-Fluss. Der Feldspath ist Labrador, seltener Bytownit und Anorthit. — Dem Hornblendegabbro verwandt sind die korundreichen Hornblende-Anorthosite des östlichen Ontario in Canada (Analyse 8). Dieser bemerkenswerthe Gesteinstypus tritt auch im Ural als „Anorthit-Hornblendegestein“ auf (Analyse 9). Dass ihre braune Hornblende mit derjenigen des Hornblendegabbro identisch ist, beweist die Analyse dieses Gemengtheils aus dem Gestein der Analyse 8 von South Sherbrook (SiO_2 41,40, Al_2O_3 15,39, Fe_2O_3 7,01, FeO 7,17, MnO Spur, MgO 10,31, CaO 12,53, Na_2O 3,58, K_2O 1,56, H_2O 0,81, Sa. 99,76, sp. G. 3,18) im Vergleich mit Analyse 11, S. 152. Dem Korund dieser Gesteine entspricht der Spinell des Hornblendegabbro. — Die Structur zeigt gelegentlich Übergänge in die der Hyperite und normalen Gabbros. Kataklastische Phänomene (Fig. 29) sind sehr verbreitet, aber ohne die sonst mit denselben verbundenen Umwandlungen des Mineralbestandes, abgesehen davon, dass die sonst braun bestäubten Feld-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO_2	54,45	46,24	54,62	53,42	52,61	57,00	65,65	47,32	46,54
Al_2O_3	28,05	29,85	26,50	28,36	27,15	16,01	16,84	30,36	30,73
Fe_2O_3	0,45	1,30	0,76	1,80	4,05	—	—	1,35	3,23
FeO	—	2,12	0,56	—	—	10,30	4,01	1,55	1,18
MgO	—	2,41	0,74	0,31	1,55	1,62	0,13	2,44	1,35
CaO	9,68	16,24	9,88	10,49	9,96	6,20	2,47	15,45	15,45
Na_2O	6,25	1,98	4,50	4,82	4,53	4,35	5,27	1,88	1,36
K_2O	1,06	0,18	1,23	0,84	0,78	3,53	5,04	0,66	0,52
H_2O	0,55	—	0,91	—	—	0,15	0,30	0,10	0,04
Sa.	100,49	101,35	99,70	100,04	100,86	99,16	99,71	101,69	100,40
Sp. G.	2,69	2,85	2,70	2,685	—	—	—	2,73	—

1. Anorthosit, sehr feinkörnig, fast weiss. Rawdon. Moringebiet. Canada.
2. „ Mündung des Seine River. Bad Vermillion Lake. Westl. Ontario. Canada. (Mit 1,03 CO_2 und Sp. MnO.)
3. „ sehr feinkörnig, gelblich. Mount Marly. Staat New York. U. S. A.
4. Labradorfels. Ekersund, Südwestnorwegen.
5. Labradoritnorit. „ „ (Mit 0,23 TiO_2).
6. Anorthosit. Natural Bridge. Diana Co. Adirondacks. U. S. A.
7. Mikroperthitreiche Entwickelungsform des Anorthosits der Anal. 6. Harrisville. Adirondacks. U. S. A.
8. Korundführender Hornblende-Anorthosit. South Sherbrook. Östl. Ontario. Canada. (Mit 0,58 CO_2.)
9. „Anorthit-Hornblendegestein" mit Korund. Konschekowskoi Kamen. Ural. (Mit Spur MnO.)

spähte weiss werden. — Die Anorthosite treten auch im Liegenden der Keweenaw-Formation Minnesota's und im Gneiss des Gebiets um den Lake Champlain in New York auf. — Identisch mit dem Anorthosit Canadas ist der Labradorfels der norwegischen Geologie, der in der Gegend von Bergen, Ekersund und Soggendal im südwestlichen Norwegen beträchtliche Massen bildet, mit denen im letztgenannten District noritische, dioritische und pyroxengranitische Gesteine eng verknüpft sind. — In Volhynien (Kamenoi-Brod) finden sich Gabbrogesteine vom Charakter der Anorthosite, welche durch einen geringen Olivingehalt und die Häufigkeit mikroperthitischer Feldspäthe ein eigenes Gepräge erhalten; v. CHRUSTSCHOFF nannte sie Perthitophyre. Auch in den Adirondacks findet sich Perthitophyr (Analyse 6 und 7 vorige Seite) in Verbindung mit Anorthosit[1].

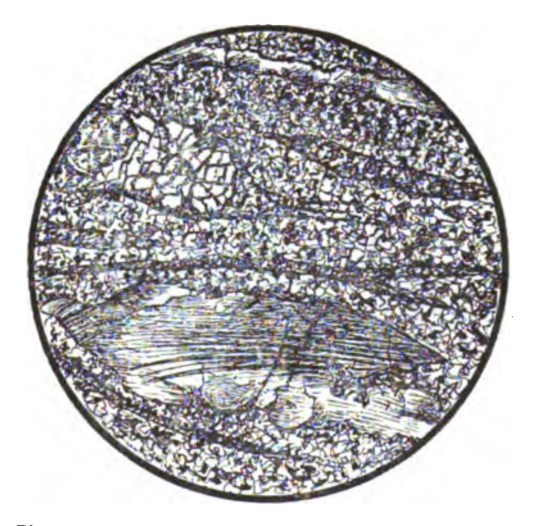


Fig. 29. Gepresster Anorthosit. Chertsey, Prov. Quebec. Canada. Labradorit und Augit sind stark ausgequetscht. Vergr. 15:1.

[1] Die Anorthosite und Perthitophyre gehören nur insofern zu den Gabbrogesteinen, als sie mit diesen den gleichen Mineralbestand der Art nach ganz oder theilweise gemein haben. In Wirklichkeit liegen hier Glieder einer noch wenig bekannten Gesteinsreihe vor, deren saurer Pol im Hypersthengranit zu sehen ist, und deren mittlere Glieder letzthin in einer

§ 145. Mit den verschiedensten Gabbrogesteinen treten in naher Verknüpfung Eisenerzmassen von meistens beträchtlichem Ti-Gehalt theils als selbständige Gangmassen ohne Übergänge in das Hauptgestein, theils als schlierige Ausscheidungen aus dem Hauptgestein und mit allmähligem Übergange in dieses auf. Hierher gehören die Eisenerze von Taberg im Centrum des Hyperit von Småland in Schweden, der seinerseits ein Lager im Gneiss bildet. Es ist der Magnetit-Olivinit A. SJÖGREN'S (Analyse 3a, S. 157). Die gleiche Erscheinung findet sich an andern Hyperiten Smålands (Analyse 3b, S. 157) und bei Cumberland in Rhode Island, U. S. A., im Hornblendegabbro, bezw. Gabbrodiorit von Välimäki im östlichen Finland u. a. O. — Auf den Inseln Gomö und Longö bei Kragerö in Südtelemarken finden sich in dem Hyperit Massen aus Ilmenit und rhombischem Pyroxen, die Ilmenit-Enstatitite (J. H. L. VOGT) genannt worden sind. — Ähnliche Massen (Analyse 4 und 5, S. 157) treten mit den Labradorfelsen von Ekersund und Soggendal (Ilmenit-Norit J. H. L. VOGT) auf. — Ansätze zu solchen Ausscheidungen zeigt der Gabbro von Carrockfell in Nordengland (Analyse 2b, S. 157) und die gleichen Titaneisenerzlager begleiten auch die canadischen Anorthosite. — An anderen Orten finden sich Eisenerzmassen in Gabbrogesteinen, die einen auffallend hohen Gehalt an grünem Spinell und etwas Korund zeigen, so am Routivare im schwedischen Norrbotten (Magnetit-Spinellit), in kleinen Mengen am Frankenstein im Odenwald (mit viel Sillimanit), bei Rongsberg in Böhmen und im Augitnorit vom Montrose Point am Hudson, Westchester Co., New York (Analyse 6a, S. 157), die letzten drei vielleicht Einschlüsse (?).

§ 146. In ausserordentlich weiter Verbreitung finden sich Gabbrogesteine der verschiedenen Typen kernartig in einem Mantel von meistens schiefrigen oder flasrigen Amphiboliten und dioritähnlichen Schiefern eingehüllt unter Verhältnissen, die an der Ableitung der hornblendereichen Gesteine aus den Gabbros nicht zweifeln lassen. Die Verknüpfung ist durchweg in geschiefertem Gebirge beobachtet worden und ist auf den orogenetischen Druck als Ursache zurückzuführen. Die beiden extremen Gesteinsformen Gabbro und Amphibolit sind durch Übergänge verbunden. Die Verbiegung und Knickung der Plagioklaslamellen, die Bildung neuer Zwillingslamellen von Spalten aus, welche die Plagioklase durchsetzen,

---

Untersuchung von KOLDERUP (Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. I. Das Labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal. Bergen 1896) z. Th. wohl erkennbar sind. Diese Reihe: Hypersthengranit—Perthitophyr—Anorthosit läuft parallel der Reihe Granitit—Quarzdiorit—Diorit—Gabbro.

die undulöse Auslöschung, wie man sie künstlich an krystallisirten Medien durch Druck hervorbringen kann, die randliche Abbröckelung, wodurch unregelmässig begrenzte Plagioklaskerne wie Mauersteine in einem Mörtel von Plagioklaskörnern derselben Art liegen, sind die ersten Anzeichen des wirkenden Gebirgsdruckes. Gleichzeitig hiermit findet eine Umwandlung der monoklinen und rhombischen Pyroxene in Amphibolmineralien statt und es zeigt sich allmählig eine Umordnung der Gemengtheile. Zunächst geht die richtungslose Structur durch die randliche Zertrümmerung der grösseren Individuen in eine mechanisch-porphyrartige über (Fig. 29); dann ziehen sich die zertrümmerten Mineralfragmente senkrecht zum Druck in längere Schlieren aus, welche unzertrümmerte Linsen derselben Gemengtheile oder des Gesammtgesteins flasrig einhüllen (Flasergabbro) und endlich gehen bei fortschreitender Zertrümmerung diese Flasern in dünne parallele Lagen über, welche bald noch die Zusammensetzung des Gabbro haben (Gabbroschiefer), oder deren Pyroxene mehr oder weniger vollständig zu Amphibol umgewandelt sind (Feldspathamphibolite, Amphibolschiefer).

Fig 30. Gabbroschiefer. Siebenlehn, Sachsen. Flasriger Wechsel von Hornblende- und Labradorlagen mit grossen Augen von pilitisch umgewandeltem Olivin und kleinen Resten von Diallag. Vergr: 30:1.

Enthalten die Gabbrogesteine Olivin, so wird auch dieser in Hornblende (nicht selten auch Anthophyllit), oft in Verwachsung mit Granat, umgewandelt, wobei natürlich die Feldspathsubstanz den Thonerdegehalt liefert; bleibt dabei die normale Gabbrostructur erhalten, so entstehen die als Gabbrodiorit und Hyperitdiorit benannten Gesteinsformen, während bei gleichzeitiger Schieferung der Gesteinsmasse granathaltige Dioritschiefer und Amphibolite entstehen (Fig. 30).

Das sächsische Granulitgebiet (Penig, Rosswein), das niederösterreichische Waldviertel (Langenlois), der Odenwald, die Hyperite Wermlands und Norwegens, Cornwall (Coverack), die Gegend von Baltimore, das Gebiet des Rainy Lake im südlichen Canada und zahlreiche andere Localitäten liefern Beispiele in mannichfachster Ausbildung.

Eine andere Form der dynamometamorphen Beeinflussung der

Gabbrogesteine zeigen die sogen. Saussuritgabbro. Das Unterscheidende bei diesen gegenüber den Gabbroamphiboliten liegt in der mehr oder weniger vollständigen Ersetzung des basischen Kalknatronfeldspaths durch das Saussurit genannte Gemenge von Zoisit oder Pistazit mit Albit nach der Gleichung: 2 Labrador + Orthoklas, der ja in kleinen Mengen wohl stets im Plagioklas enthalten ist, + 2 Wasser = 2 Albit + 2 Zoisit + Muscovit + 2 Quarz

$$Na_2Ca_4Al_{10}Si_{14}O_{48} + KAlSi_3O_8 + 2H_2O = 2(NaAlSi_3O_8) + 2(HCa_2Al_3Si_3O_{13}) + H_2KAl_3Si_3O_{12} + 2SiO_2.$$

Die oft reichliche Bildung von Paragonit neben Zoisit wird erklärt durch die Gleichung: 2 Labrador + 2 Wasser = Albit + Paragonit + 2 Zoisit + 2 Quarz

$$Na_2Ca_4Al_{10}Si_{14}O_{48} + 2H_2O = NaAlSi_3O_8 + H_2NaAl_3Si_3O_{12} + 2(HCa_2Al_3Si_3O_{13}) + 2SiO_2.$$

Oft sind dem Saussurit etwas Granat, Chlorit, Aktinolith und Rutil beigemengt, welch letzterer aus dem Ilmenit stammt. Die aus dem Pyroxen sich entwickelnde Hornblende hat hier mit Vorliebe den Charakter des sogen. Smaragdit. Im Allalingebiet im Wallis, von wo die Findlinge dieses Gesteins durch glacialen Transport auch über die westliche Schweiz verbreitet sind, giebt es Olivingabbro, die in Saussuritgabbro verwandelt wurden. An die Stelle des Olivins ist dann unter vollkommener Erhaltung der Form ein Gemenge von Talk mit etwas Sismondin und Strahlstein getreten, welches gegen den Feldspath hin von einem Kranze von Kalkeisengranat umsäumt wird. Man kann sich den Vorgang schematisch klar machen durch die Gleichung

$$\underset{\text{Olivin}}{3(MgFeSiO_4)} + \underset{\text{Anorthit}}{2(CaAl_2Si_2O_8)} + \underset{\text{Pyroxen}}{CaMgSi_2O_6} + 2H_2O + O = \underset{\text{Talk}}{H_2Mg_3Si_4O_{12}} + \underset{\text{Sismondin}}{H_2MgAl_2SiO_7} + \underset{\text{Grossular}}{Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + FeAl_2SiO_6,$$

welch letzteres Molekül bei der Amphibolbildung verwendet wird.

Auch bei diesem Vorgang, welcher übrigens durch Zwischenformen mit dem zuerst beschriebenen verbunden ist, wird stellenweise die richtungslose Gabbrostructur vollkommen und mit unverändertem Korn beibehalten (Saussuritgabbro oder Allalinite) oder die Gesteine werden flasrig (Flaser-Allalinite) und endlich mehr und mehr dünnschiefrig (Allalinitschiefer). Die schönsten Beispiele für alle Formen, sowie für die entsprechenden Umwandlungen der troktolitischen und peridotitischen Spaltproducte der Gabbrogesteine liefert das Allalingebiet im Wallis und der Sulitelma in Norwegen. Sonst kommen dieselben und verwandte Typen bei Wörgl in Tirol, Wurlitz im Fichtelgebirge, Corsica, Norwegen u. a. O. vor.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO_2	49,73	48,25	46,01	48,11	46,62	50,54	46,34
Al_2O_3	13,07	12,44	22,57	16,98	15,15	12,90	16,75
Fe_2O_3	—	17,87	—	—	—	—	4,93
FeO	15,35	—	2,79	7,82	12,85	13,01	5,49
MnO	—	—	—	1,88	0,59	2,28	Sp.
MgO	6,77	8,60	7,42	5,67	9,84	6,85	8,04
CaO	10,24	11,34	17,77	17,75	11,81	10,95	10,96
Na_2O	3,23	0,98	1,71	1,82	2,60	2,03	3,63
K_2O	0,55	0,27	—	—	0,50	0,82	0,75
H_2O	0,82*	1,84	0,96*	—	—	1,08	3,25
Sa.	99,76	101,59	99,23	100,03	99,96	100,46	100,14
Sp. G.	3,055	—	3,19	3,04	2,98	—	—

* Glühverlust.

1. Saussuritgabbro. Neurode. Schlesien. Saussurit und Amphibol, etwa zu gleichen Theilen.
2. „ Wurlitz. Fichtelgebirge. Saussurit tritt etwas zurück.
3. „ Grobkörnig. Midtsaeterfjeld. Halbinsel Bergen. Norwegen.
4. „ Etwas weniger grobkörnig. Ytterö. Norwegen.
5. „ Hestekleth bei Grube Storvart. Roeros. Norwegen.
6. Dynamometamorpher Gabbro. Böhrigen. Sachsen.
7. Allalinitschiefer mit Zoisit, Hornblende, Chlorit, farblosem Glimmer Magnetit, etwas Rutil. Allalin, Wallis. (Mit Spur P_2O_5.)

Die chemischen Verhältnisse der dynamometamorphen Gabbrogesteine sind wenig untersucht. Dass aber dieser Vorgang der Umwandlung keine nachweisbaren chemischen Veränderungen bedingt, zeigen die obigen Analysen von Saussuritgabbros und Allalinitschiefer. Man vergleiche auch Analyse 10 und 10a, 11 und 11a, S. 155.

§ 147. Im südlichen Telemarken zwischen Langesund, Kragerö und Risör ist der hyperitische Gabbro der Bringer des Apatits, der an seiner Peripherie und auf Gängen in demselben in Gesellschaft von Rutil, braunem Glimmer, Enstatit, Hornblende und Pseudomorphosen von Strahlstein nach Diopsid u. a. M. auftritt. Der Apatit ist Chlorapatit. An der Berührung mit den Apatitmassen geht der Hyperit sehr rasch in ein Gemenge von Skapolith und Amphibol mit etwas Titanit und Rutil über, den sogen. „gefleckten Gabbro“, oder Skapolith-Hornblendegestein. Ähnliche Verhältnisse finden sich in Schwedisch-Lappmarken. Skapolith-Amphibolfelse treten auch in Canada mehrfach auf, so bei der Stadt Arnprior, in den Townships Abinger und Palmerston und im Parry-Sund-Gebiete. Man kennt aber hier keinen Apatit in ihrer Gesellschaft.

Dass die Gabbrogesteine dieselben Contactmetamorphosen in den von ihnen durchbrochenen Gesteinen hervorrufen, wie der Granit, beweist der Umstand, dass im Harz die Contactzone des Brockengranits ohne Unterbrechung um Granit und Gabbro sich gleichmässig erstreckt.

Die Familie der Peridotite und Pyroxenite.

§ 148. Die Peridotite und Pyroxenite sind feldspathfreie Grenzformen von Gabbrogesteinen und geologisch an diese gebunden, sowie durch allmählige Übergänge (Eintritt von basischem Plagioklas) mit diesen verknüpft und durch ihre chemische Zusammensetzung als zu den Gabbromagmen gehörig charakterisirt. An ihrem Aufbau betheiligen sich Olivin, Diallag, rhombische Pyroxene, Horn-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO_2	42,81	40,05	40,83	52,97	54,76	54,53	53,63	51,80	0,76	41,32	0,55	—
TiO_2	—	0,07	—	—	—	—	—	0,18	49,32	0,16	—	—
Al_2O_3	—	0,39	9,80	1,94	4,90	1,93	4,07	2,21	2,84	21,21	62,09	56,00
Cr_2O_2	0,79	0,24	Sp.			0,30	1,30	0,51	0,74	0,91	2,62	8,00
Fe_2O_3	2,61	2,36	6,84	—	—	1,70	—	1,29	9,13	4,21	2,10	—
FeO	7,20	7,14	—	4,52	9,35	8,92	8,52	3,50	27,81	7,93	17,56	24,90
MnO	fehlt	0,20	—	—	—	0,28	—	Sp.	0,20	0,34	Sp.	—
NiO	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	45,12	46,68	31,34	17,49	30,22	29,51	12,48	17,76	8,68	19,32	15,61	10,30
CaO	fehlt	1,16	—	20,47	—	2,25	20,37	20,99	0,23	4,94	0,16	—
Na_2O	—	0,08	0,67	1,77	—	—	—	—	0,19	0,07	—	—
K_2O	—	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,57	0,80	9,72	0,58	—	1,14	—	0,65	0,20	0,17	—	—
P_2O_5	—	0,04	—	—	—	—	—	—	Sp.	—	Rückst.	2,00
Sa.	99,36	99,42	99,20	99,74	99,23	100,56	100,37	98,84	100,10	100,58	100,69	101,20
Sp. G.	—	3,377	—	—	3,27	3,300	3,28	3,308	4,453	3,673	3,89	4,08

1. Olivin aus Harzburgit. Douglas Co. Oregon. U. S. A.
2. „ aus Dunit. Elliott Co. Kentucky. U. S. A. (0,14 des Wassers ist hygroskopisch.)
3. Zersetzer Glimmer (Vaalit) aus Kimberlit. Kimberley. Südafrika.
4. Smaragdit aus Kimberlit. Südafrika.
5. Bronzit aus Lherzolith. Pyrenäen.
6. „ aus Websterit. Hebbville. Baltimore. Md.
7. Diallag (Chromdiopsid) aus Lherzolith. Pyrenäen.
8. „ aus Websterit. Hebbville. Baltimore. Md.
9. Ilmenit aus Dunit. Elliott Co. Kentucky. (Das Wasser ist hygroskopisch.)
10. Pyrop aus Dunit. Elliott Co. Kentucky. (Das Wasser ist hygroskopisch.)
11. Spinell aus Hornblende-Hypersthenfels. Zwischen South Meadow und Moore Creek. Montana. U. S. A.
12. Picotit aus Lherzolith. Pyrenäen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.
SiO_2	34,98	33,84	33,00	41,44	38,62	46,13	48,95	38,62	39,99	41,43	35,67	55,52	45,68	43,87	42,80	29,81	50,80	52,55	55,14	51,83
TiO_2	5,18	3,78	12,00	—	0,60	0,73	0,81	Sp.	—	—	—	—	—	0,12	—	2,20	—	0,14	—	0,29
Al_2O_3	10,80	5,88		6,63	4,71	4,69	5,69	4,72	3,55	0,04	2,98	1,17	6,28	1,64	—	2,01	3,40	2,71	0,66	7,98
Cr_2O_3	—	0,18		—	0,43	0,04	0,05	—	—	0,76	0,87	0,42	0,26	0,44	—	0,43	0,32	0,44	0,25	0,31
Fe_2O_3	1,42	7,04		13,87	8,72	0,73	1,20	6,67	Sp.	2,52	6,04	6,12	9,12	8,96	—	5,16	1,39	1,27	3,48	1,48
FeO	21,33	5,16		6,30	4,08	16,87	12,11	6,27	8,56	6,25	4,95	—	—	2,60	9,40	4,35	8,11	4,90	4,73	8,28
MnO	—	0,16	—	—	—	Sp.	0,08	0,81	Sp.	—	0,11	—	—	0,19	—	0,23	0,17	0,24	0,03	Sp.
MgO	19,30	22,96	32,38	18,42	32,32	25,17	23,49	29,60	41,26	43,74	35,03	35,85	34,76	27,32	47,38	32,41	22,77	20,39	26,66	24,10
CaO	0,43	9,46	9,60	7,20	3,97	4,41	5,33	4,61	4,19	0,55	0,18	2,23	2,15	6,29	—	7,69	12,31	16,52	8,39	5,26
Na_2O	0,17	0,33	0,67	0,24	0,17	0,08	1,58	1,20	—	—	0,77	—	—	0,50	—	0,19	Sp.	0,27	0,30	0,35
K_2O	5,42	2,04	—	0,93	0,20	Sp.	0,79					—	—	—	—	0,20	Sp.		—	0,06
H_2O	1,28	7,50	6,00	5,60	6,46	1,38	0,18	7,68	2,07	4,41	12,04	—	1,21	8,72	0,57	8,92	0,52	1,09	0,38	0,29*
P_2O_5	—	0,89	—	—	Sp.	0,07	0,12	—	—	—	0,03	—	—	—	—	0,35	—	—	0,23	0,09
CO_2	—	0,43	7,05			S 0,24	NiO 0,16	—	—	0,10	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	0,11
Sa.	100,31	99,86	100,70	100,63	100,28	100,63	100,54	100,18	99,62	99,80	100,04	101,31	99,46	100,65	100,15	100,66	100,03	100,52	100,25	100,43
Sp. G.	3,276	—	2,734	—	2,931	3,35	3,37	2,863	3,17-3,35	—	2,71	3,307	3,269	3,022	3,295	2,781	3,318	3,304	—	—

* Glühverlust.

1. Glimmerperidotit. Kaltes Thal bei Harzburg.
2. Kimberlit. Crittenden Co. Kentucky. U. S. A. (Mit 0,10 NiO, 0,06 BaO, 0,05 Cl, Spur CoO.)
3. Kimberlit mit wenig Einschlüssen von Kohlenschiefer. Kimberley. Südafrika. SiO_2 enthält etwas TiO_2, H_2O etwas kohlige Substanz, stark serpentinisirt.
4. Amphibolperidotit. Schriesheim. Odenwald.
5. „ diallagführend. Ehrsberg. Südl. Schwarzwald.
6. „ North Meadow Creek. Gallatin Co. Montana. (Mit 0,09 NiO, Spur BaO.)
7. Wehrlit. 3 miles NW. Red Bluff. Gallatin Co. Montana.
8. „ Frankenstein b. Eberstadt. Odenwald. (Magnetisch.)
9. Harzburgit. Olivine Hill Range. Neu-Seeland.
10. „ Douglas Co. Oregon. U. S. A.
11. Harzburgit, serpentinisirt. Radauberg bei Harzburg. (Mit 1,37 Chromit.)
12. Lherzolith. Locana. Piemont.
13. „ Baldissero. Piemont.
14. „ Johnny Cake Road. Baltimore Co. Md. U. S. A.
15. Dunit. Dun Mountain bei Nelson. Neu-Seeland. (Spuren von NiO und CoO.)
16. „ Elliot Co. Kentucky. U. S. A. (Mit 6,66 CO_2.)
17. Websterit (Hypersthen-Diallagfels). Johnny Cake Road. Baltimore Co. Md. U. S. A. (Mit 0,24 Cl.)
18. „ (Bronzit-Diallagfels). Hebbville. Baltimore Co. Md. U. S. A.
19. „ Webster. Nord-Carolina. U. S. A.
20. Hornblende-Hypersthenfels. Zwischen Meadow und Granite Creek. Gallatin Co. Montana. U. S. A.

blende, Biotit, Eisenerze, Spinelle und gelegentlich Granat. In manchen Gebieten führen die Peridotite reichlichen Korund, so im Staate Südcarolina der Vereinigten Staaten. Ihre Structur ist die körnige Structur der Tiefengesteine bei bald geringen, bald beträchtlichen Dimensionen der Gemengtheile. Peridotite und Pyroxenite unterscheiden sich dadurch, dass in den ersten Olivin einen hervorragenden Antheil an der Zusammensetzung nimmt, in den letzten dagegen ganz oder bis auf unbedeutende Spuren fehlt. Der Olivin bildet in den Peridotiten oft idiomorphe Individuen, die in den grösseren Krystalloiden der andern Gemengtheile ohne gesetzmässige Anordnung eingewachsen sind (poikilitische Structur). Wenn dann, was eine allgemein verbreitete Erscheinung ist, die Gesteine in Serpentin übergehen, so unterliegt der Olivin zuerst diesem Process und bildet matte Flecken auf den noch glänzenden Spaltflächen seiner Wirthe Diallag, Amphibol, Bronzit oder Hypersthen.

Der chemische Charakter aller Peridotite ist bedingt durch den niedrigen Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3, durch das starke Hervortreten der MgO und der Eisenoxyde und die durch Serpentinisirung gegebene Häufigkeit eines hohen Gehaltes an Wasser. Der Alkaligehalt sinkt, von einer Ausnahme abgesehen, bis auf sehr geringe Werthe herab. Genaue Analysen ergeben wohl stets einen kleinen Gehalt an NiO, welcher vorwiegend im Olivin (Anal. 1, S. 168) und an Cr_2O_3, welcher in den Pyroxenen und in den accessorischen Spinelliden steckt (Anal. 6—8 und 11—12, S. 168), durch letztere auch in dem Olivin (Anal. 1 und 2, S. 168) erscheint.

Im frischen Zustande haben die Peridotite und Pyroxenite hohe, über 3 hinausgehende specifische Gewichte; es sind die schwersten Gesteinstypen. Serpentinisirung vermindert das Eigengewicht beträchtlich.

§ 149. Glimmerperidotit (Olivin-Glimmerfels MAX KOCH) findet sich im Kalten Thal bei Harzburg als eine Art geologisches Aequivalent für Harzburgit linsenförmig im Norit eingelagert. Er besteht (Analyse 1, S. 169) aus einem körnigen Gemenge von Olivinkörnern mit dunkelbraunen Biotittafeln, viel bläulichgrünem bis grauem Spinell, etwas Ilmenit, und stellenweise mit sehr geringen Mengen von basischem Plagioklas, auch hie und da etwas Augit. Von allen anderen Peridotiten unterscheidet diesen Typus der hohe Kaligehalt.

Gesteine von ähnlichem Mineralbestande treten gangförmig in jungpalaeozoischen Schichten in Kentucky auf, so in Crittenden und Elliott County, stark serpentinisirt (Analyse 2, ebenda), mit reichlichem Perowskit statt des Spinells des Harzer Gesteins, ähnlich auch in Pike Co., Arkansas, in der unteren Kreide, in der Gegend von Syracuse, N. Y., in silurischen Schichten. Die Structur wird z. Th.

porphyrisch. — Nach HOLLAND bildet Glimmer-Peridotit zahlreiche, nie über 3 Fuss mächtige Gänge in den Kohlendistricten von Giridih, Darjeeling u. a. O. in Ostindien. Sie gehören etwa der Triaszeit an. Sie haben am Contact die Kohle gehärtet und verkalkt, die Kohlensandsteine buchitisch umgewandelt. Es sind zähe, schwarze Gesteine mit 2 mm grossen Biotiten und glänzenden Olivinen, nebst Nadeln von Apatit. Das sp. G. des frischen Gestein ist 2,99. Der Gehalt von P_2O_5 steigt auf 5,23 %. Durch Verwitterung werden sie grün und liefern viel Carbonate. Die Structur wechselt vom holokrystallinen bis zum hypokrystallinporphyrischen. Sie enthalten ausser den Hauptgemengtheilen Apatit, Magnetit, Chromit, Ilmenit, Perowskit, Augit, Anthophyllit. — Die Beschreibung erinnert vielfach an Alnöite. Vielleicht gehören hierher auch die diamantführenden Kimberlite (H. CARVILL LEWIS) in Südafrika (Analyse 3, S. 169), welche ähnlich wie die nordamerikanischen eine porphyrische Structur besitzen. Diese Gesteine bilden keine eigentlichen Gänge, sondern Schlotte (volcanic necks) in der Karroo-Formation und stecken voll von z. Th. stark veränderten Bruchstücken kohlereicher Schiefer. H. CARVILL LEWIS leitete daraus ihren Diamantgehalt ab[1]). Nach ihrem Mineralbestande führen die Kimberlite zu den Wehrliten und Harzburgiten hinüber. Ihr unfrischer, Vaalit genannter Glimmer (Analyse 3, S. 168) tritt gegen die Pyroxene und Smaragdit (Analyse 5, ebenda) stark zurück. Sie nehmen eine eigenthümliche Sonderstellung ein und erinnern einigermaassen in ihrer Structur an gewisse meteorische Massen (Chondrite)[2]).

§ 150. Die Amphibolperidotite (Schillerfels autorum z. Th. Hornblende-Pikrit BONNEY) bestehen vorherrschend aus grüner (selten brauner) Hornblende, die poikilitisch mit Olivin (meistens serpentinisirt) durchwachsen ist; accessorisch tritt ein zwischen hellroth bis farblos und hellgrün pleochroitischer Glimmer, seltener Diallag und Hypersthen oder Bronzit, etwas Titaneisen, Apatit und gelegentlich basischer Plagioklas hinzu. Die Gesteine pflegen stark serpentinisirt zu sein; auch ist nicht selten der Olivin in Talk, die Hornblende in Chlorit umgewandelt. Hierher gehören die Gänge im Granit des Schriesheimer Thals (Analyse 4, S. 169) im Odenwald, der Gegend

---

[1] FRIEDLÆNDER (Verhdlg. des Vereins zur Beförderung des Gewerkfleisses Berlin 1898) konnte Kohle aus einer Olivinschmelze als Diamant krystallisiren lassen.

[2] LACROIX (Bull. Soc. Min. Fr. 1898. XXI. 21) fand den Kimberlit von Monastery, Oranje Freistaat, deutlich porphyrisch mit Einsprenglingen von Olivin, Pyrop, Enstatit, Diopsid, Ilmenit und Biotit in einer Grundmasse aus einem bräunlichen, serpentinisirten Glase (?) mit Lamellen von hellblondem Glimmer und Wachsthumsformen von Nephelin. Er vergleicht das Gestein mit Alnöit, was auch CARVILL LEWIS gethan hatte.

von Siloenkang in Sumatra, in dioritischen Gesteinen in Gippsland, Victoria, Australien, in Arenigschiefern der Insel Anglesey, im Hornblendediabas von Sarn in Wales und im silurischen Skiddawschiefer vom Little Knob bei Bassenthwaite in Nordengland. In Blöcken findet man ihn, diallagführend, vergesellschaftet mit Gabbro bei Ehrsberg im südlichen Schwarzwald (Analyse 5, S. 169). Recht frisch (Analyse 6, ebenda) erscheint er im krystallinen Schiefergebirge von Montana. Als locale Facies von Gabbrogesteinen wird er aus Schweden beschrieben. Lagerartig im Gneiss erscheint er im Departement Ariège in Frankreich (mit Spinell und Klinochlor). — Braun ist der Amphibol des Vorkommens von Stony Point am Hudson, Westchester Co., N. Y., das accessorisch Magnetkies und Pleonast führt und durch Eintritt grösserer Mengen von Pyroxenen in die Wehrlite und Harzburgite hinüberleitet. — Pyroxenreicher sind auch die Amphibolperidotite des Frankenstein im Odenwald und solche von Michigan, die beide an accessorischem Plagioklas um den Olivin die S. 158 beschriebenen kelyphitischen Schalen führen.

Scyelit JUDD von Achavarasdale Moor im westlichen Caithness an der Grenze von Sutherland, Schottland, ist ein an hellbräunlich-grünem Biotit reicher, auch Bronzit führender Amphibolperoditit mit accessorischem Chromit.

§ 151. Wehrlite heissen die Diallagperidotite nach einem Vorkommen von dem Berge Szarvaskö im Zemescher Comitat, Ungarn, welches früher als Mineral angesehen wurde und von v. KOBELL seinen Namen empfing. In diesem mit Gabbrogesteinen verknüpften Vorkommen ist neben Diallag reichlich braune Hornblende enthalten. Statt des Diallag tritt auch diopsidischer Pyroxen und (Prachatitz im Böhmerwald) Thonerde-Augit auf. Die Wehrlite sind sehr selten frisch, wie in Montana (Analyse 7, S. 169), wo sie im krystallinen Gebirge aufsetzen; fast allenthalben sind sie mehr oder weniger vollständig in ein Gemenge von Serpentin- und Chloritmineralien umgewandelt, wie am Magnetstein bei Burg Frankenstein im nördlichen Odenwald (Analyse 8, S. 169), im Gabbrogebiet von Volpersdorf in Schlesien, am Monte Ferrato bei Prato in Toscana u. a. O. Chromit und grüner Spinell sind verbreitete, Chromgranat ein seltener Übergemengtheil (Dobschau und Ickersdorf in Ungarn).

Granatreiche Formen der Wehrlite sind vielleicht die Eulysite aus dem Gneiss von Uttervik bei Tunaberg in Schweden.

§ 152. Harzburgite (Schillerfels z. Th., Saxonit WADSWORTH) nennen wir die Peridotite, die neben Olivin oder seinem Umwandlungsproduct Serpentin einen rhombischen Pyroxen (Bronzit, Hypersthen) oder sein Umwandlungsproduct (Bastit) als Hauptgemengtheil führen.

Nahezu frischer Harzburgit ist in Verbindung mit Gabbro und Granit aus dem Gebiet zwischen der Jackson und Awarua Bay an der Westküste von Neuseeland in einem beträchtlichen Massiv bekannt (Analyse 9, S. 169). Es ist ein grob- bis feinkörniges, hellgrünes Gemenge von Olivin und eisenarmem Bronzit nebst accessorischem Chromit oder Picotit. Das Gestein ist berühmt durch seinen Gehalt an Awaruit. — Ebenso findet sich recht frischer Harzburgit (mit Hypersthen, Biotit, brauner Hornblende und etwas Plagioklas) im Gneiss des Cottonwood Gulch in Colorado, in Montana und bei Siorarsiut in Grönland mit Biotit und Chromit. In Oregon (Analyse 10, S. 169) sind die Harzburgite Bringer von Nickelerzen. — Am Monte Gridone im Val Canobbina (Lago Maggiore) ist ziemlich frischer Harzburgit, besonders randlich, eng verknüpft mit bis zu 30 cm dicken Bänken von dunkler Hornblende. — Valbellite nannte SCHÄFER feinkörnige, schwärzliche Gesteine mit rothbrauner Verwitterungsrinde, welche aus Bronzit, Olivin und brauner Hornblende in wechselnden Mengen bestehen und daneben grünen Spinell, Magnetit und Magnetkies führen. Sie bilden Gänge in den noritischen Gesteinen des Valbella-, Rimella- und Stronothals in Piemont. Granat tritt öfter kelyphitisch im Olivin, Hornblende und Magnetit auf.

Die meisten Harzburgite haben den Schillerfels-Habitus und bestehen aus dunkelgrünem Serpentin, aus welchem die mit matten und dunklen Flecken von Olivin durchwachsenen Spaltflächen von Bastit hervorleuchten, wie in dem Vorkommen von Harzburg (Analyse 11, S. 169). Solche Harzburgit-Serpentine haben eine sehr weite Verbreitung, so im Schwarzwald am Glatten Stein bei Todtmoos, in den Vogesen (Faurupt am Brezouars), im bayrisch-böhmischen Waldgebirge, im Apennin, auf Elba u. s. w.

§ 153. Lherzolith (DE LAMÉTHERIE) wurde anfangs für ein Mineral gehalten, bis DAMOUR und DES CLOIZEAUX 1863 seine Natur richtig erkannten. Die Lherzolithe sind hypidiomorph-körnige Gemenge von grünlichem Olivin mit graubraunem Bronzit (Analyse 5, S. 168), smaragdgrünem Diallag (Chromdiopsid, Analyse 7, ebenda) und braunschwarzem Picotit (Analyse 12, ebenda) oder Chromit. Accessorisch findet sich grüner Spinell, Eisenerze, Apatit, selten etwas Granat. Das Korn wechselt vom Groben bis zum Dichten. — Neben der normalen Structur finden sich kataklastische Erscheinungen, welche sich von einfacher Druckzwillingsbildung nach dem Längsprisma (014) $\frac{1}{4}$P$\breve{\infty}$ beim Bronzit und der dadurch bedingten welligen Biegung seiner Hauptspaltfläche und von undulöser Auslöschung bei allen Gemengtheilen bis zu mechanisch-porphyrischer Structur und bis zu vollkommener Zertrümmerung steigern können. Mit letzterer entwickelt sich dann oft

schiefriges Gefüge und auf den Schieferflächen liegen dann gern Smaragditblättchen. Dabei zeigen die Gesteine oft eine sandsteinartig krümelige Beschaffenheit.

Die ersten Lherzolithe lernte man vom Lac de Lherz, Portet, Eaux Bonnes und andern Punkten in den Pyrenäen kennen, wo sie in Berührung mit Lias die Kalksteine, Mergel und Sandsteine dieser Formation nach Art aller Tiefengesteine metamorphosirt haben. Bei Beyssac (Haute-Loire) tritt Lherzolith im Granit auf. Weite Verbreitung haben Lherzolithe in der Gegend von Germagnano, Locana, Baldissero, Lanzo und Corio in Piemont; bei Balmuccia im Val Sesia bilden sie ein Glied der Grünsteinzone zwischen Ivrea und Locarno (Analyse 12 und 13, S. 169). Im Ultenthale in Tirol, in der Sierra Parda in Andalusien und im mittleren Norwegen (Söndmöre u. a. O.) liegen sie in den krystallinen Schiefern des Grundgebirges. Bei Baltimore, Md., U. S. A. gehört der Lherzolith, z. Th. etwas plagioklashaltig, zur Gabbroformation (Analyse 14, S. 169).

Auch die Lherzolithe wandeln sich in Serpentin um und Lherzolithserpentine kennt man in den Pyrenäen, in den Alpen, in den Vogesen u. a. O.

§ 154. Als Dunit bezeichnete v. HOCHSTETTER einen von ihm in den Dun Mountains bei Nelson in Neuseeland aufgefundenen Peridotit, der wesentlich aus Olivin allein mit kleinen Mengen von Chromit besteht und im geologischen Zusammenhang mit Olivingabbro und Serpentin auftritt (Analyse 15, S. 169). Identische Felsarten kennt man aus der Serrania de Ronda in Andalusien, von Kraubat in Obersteiermark, von Steineck in Niederösterreich und im Gneiss von Nordcarolina. Die Structur ist die richtungslos körnige; an manchen Arten zeigen sich mechanisch-porphyrische Structurformen. Interessant durch ihren Gehalt an MgO-reichem Ilmenit (Analyse 9, S. 168) und an Pyrop (Analyse 10, ebenda) sind die gangförmigen und stark serpentinisirten Dunite in carbonischen Schichten des östlichen Kentucky (Analyse 16, S. 169).

Auf dem Enziger Boden, am Sprengkogel und Rettenkopf im Stubachthal tritt Dunit, beiderseitig von feldspathhaltigem Amphibolit begleitet, lagerartig im Centralgneiss auf. Sein Olivin ist kalkhaltig (vergl. auch den Olivin des Dunits, Analyse 2, S. 168). Diopsid ist stellenweise reichlich eingemengt. Der Olivin wird durch Antigoritserpentin verdrängt, der von Klinochlor begleitet wird. Dieselben Gesteine, mehr oder weniger frisch und serpentinisirt, finden sich im Tümmelbachthal, in der Umgebung von Prägratten, in der Scharn, im Zillerthal und am Gross-Venediger.

§ 155. Die Pyroxenite sind richtungslos körnige Endglieder

der Gabbrofamilie, welche nur aus einem oder mehreren Mineralien der Pyroxenfamilie bestehen, neben denen accessorisch öfters etwas Olivin, Hornblende, Eisenerze, Spinellide, seltenér Plagioklas auftritt. Sie scheinen vorwiegend oder ausschliesslich gangförmig in Gabbrogesteinen und Peridotiten aufzusetzen. Die gleichmässig aus rhombischem (Analyse 6, S. 168) und diopsidischem (Analyse 8, ebenda) Pyroxen gemengten Glieder der Reihe heissen Websterite (G. H. WILLIAMS). Ihre Farben sind heller, wenn Bronzit, dunkler, wenn Hypersthen als rhombischer Pyroxen auftritt. Der Name wurde einem Vorkommen in Nordcarolina entnommen (Analyse 19, S. 169), welches mit Dunit und Korundlagerstätten verknüpft ist. Gangförmig sind die Vorkommnisse im Gabbro der Gegend von Baltimore (Analyse 17 und 18, ebenda), im Dunit Neuseelands. Verwandte Gesteine treten in dem Noritgebiet der Grafschaft Westchester (Cordtland Series) am Hudson, in Canada, am Mount Diablo, NO. von San Francisco in Californien, am Loch Garabal in Sutherland, Schottland, ziemlich stark serpentinisirt im Granulitgebirge Sachsens bei Russdorf und Mohsdorf u. a. O. auf.

Die einfachen Pyroxenite heissen nach dem alleinigen Hauptgemengtheil Diallagite, Bronzitite, Hypersthenite. Auch sie bilden Gänge im Gabbro von Ronsperg in Böhmen, von Baltimore und von Minnesota, im Lherzolith der Pyrenäen, bei Fobello in der Lombardei und enthalten gern einen Spinell. Analyse 11, S. 168 giebt die Zusammensetzung eines solchen aus Hypersthen-Hornblendefels im Gneiss von Montana. Die Diallagite sind an manchen Orten in Smaragditfels umgewandelt.

Hornblendit oder Hornblendefels besteht wesentlich aus Hornblende mit untergeordnetem Biotit, Pyroxen, Olivin und gelegentlich auch mit Pyrop. Man kennt dieses Gestein in Verbindung mit Lherzolith aus den Pyrenäen und in Beziehung zu Dioriten aus dem Odenwald (Hummelsberg bei Oberflockenbach, NO. Heidelberg). Die Hornblende hat bisweilen Pyroxenkerne. Um Pyrop finden sich gern kelyphitische Zonen, ebenso wie in den Peridotiten.

Auch die Pyroxenite gehen oft in Serpentin und serpentinähnliche Gesteine über, die dann gern Talk und Aktinolith führen.

§ 156. Serpentine sind Gesteine, die allenthalben aus Peridotiten der verschiedenen Typen und aus Pyroxeniten hervorgegangen sind, soweit sie zweifellos nachweisbar zu den Eruptivgesteinen gehören. An den Resten der ursprünglichen Gesteinsgemengtheile, z. Th. auch aus der mikroskopischen Structur lässt sich meistens sicher erweisen, welches das ursprüngliche Muttergestein war. Solche aus Eruptivgesteinen hervorgegangene Serpentine sind in allen Gabbro-

und Peridotitgebieten verbreitet; besonders reich daran sind in Deutschland die Vogesen, das Fichtelgebirge, das sächsische Granulitgebirge; spärlicher erscheinen sie im Schwarzwald. Es giebt eine andere Gruppe von Serpentinen, die vielleicht nicht eruptiver Entstehung sind.

Die Familie der Essexite[1].

§ 157. Essexite sind quarzfreie, hypidiomorph-körnige Tiefengesteine von dunkler, grauer Gesammtfarbe oder weiss und schwarz gefleckt, von dioritischem bis hyperitischem Habitus und grobem bis feinem Korn, welche als wesentliche Gemengtheile einen oft bestäubten Kalknatronfeldspath der Labradorreihe (seltener Andesin) nebst wechselnden Mengen von Orthoklas und nicht allzu selten etwas Nephelin oder ein Mineral der Sodalithgruppe, beziehungsweise Cancrinit in Verbindung mit bald grünem, bald violettbraunem Augit, braunem Biotit und braunem barkevikitischem Amphibol, wechselnden Mengen von Olivin oder seinen Umwandlungsproducten und viel Apatit führen, der oft schon makroskopisch hervortritt. Die dunklen Gemengtheile herrschen. Titanhaltiges Eisenerz ist verbreitet, Titanit nicht selten.

Der Plagioklas ist mehr oder weniger idiomorph, tafelförmig nach M; Orthoklas, Nephelin, wo er nachweisbar ist, und ebenso die Sodalithminerale und Cancrinit treten als Füllung in den Interstitien der Kalknatronfeldspäthe auf und die beiden erstgenannten sind öfter in Analcim umgewandelt.

Der herrschende farbige Gemengtheil ist ein idiomorpher, monokliner Pyroxen in der Augitform, welcher zwei verschiedenen Arten anzugehören scheint, bald den Habitus der Diopside, bald den der Titanaugite mit Sanduhrstructur und starker Bissectricen-Dispersion hat. Er ist allenthalben poikilitisch mit braunem Biotit durchwachsen und besitzt oft einen Mantel von stark glänzendem, braunem, barkevikitischem Amphibol. Auch Aegirinaugit kommt gelegentlich vor. — Wo der Amphibol selbständige Individuen bildet, ist er prismatisch entwickelt und gleichfalls poikilitisch mit Pyroxen und Biotit durchwachsen. — Der braune Biotit besitzt wohl erkennbare schiefe Auslöschung und zeigt vielfach die Zwillingsbildung nach dem TSCHERMAK-schen Gesetz; auch er ist nicht selten von barkevikitischem Amphibol

[1] Der Name Essexit wurde von J. H. SEARS einem in Verbindung mit Elaeolithsyenit auftretenden Gestein der Gegend von Boston, Mass., gegeben.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	12a.	12b.
SiO_2	47,94	43,66	50,50	49,25	50,47	43,65	47,00	45,05	51,18	50,73	54,34	49,66	56,36	47,99
TiO_2	0,20	1,21	1,91	1,41	0,51	4,00	2,30	2,65	2,40	1,59	1,09	Sp.	—	—
Al_2O_3	17,44	17,35	17,64	16,97	18,73	11,48	15,20	6,50	17,44	19,99	19,23	21,19	27,01	13,30
Fe_2O_3	6,84	7,88	5,41 }	15,21	4,19	6,32	5,69	3,83	4,70	3,20	3,19	4,91	0,17	11,32
FeO	6,51	5,40	4,02 }		4,92	8,00	6,59	7,69	4,15	4,66	2,11	5,37	—	10,39
MnO	—	—	—	Sp.	0,11	Sp.	0,26	—	0,10	0,05	0,08	—	—	—
MgO	2,02	4,27	3,33	3,00	3,48	7,92	8,76	12,07	2,87	3,48	1,28	2,59	Sp.	6,16
CaO	7,47	9,39	7,91	7,17	8,82	14,00	12,60	18,66	9,60	8,55	4,53	6,78	8,57	5,14
Na_2O	5,63	5,12	5,52	4,91	4,62	2,28 }	0,46	0,91	5,84	4,03	6,38	7,02	8,11	6,60
K_2O	2,79	2,07	3,02	2,01	3,56	1,51 }		0,78	0,44	1,89	5,14	0,81	0,67	—
H_2O	2,04	1,99	0,45	0,30	0,58	1,00	0,30	2,40	1,46	0,77	1,17	1,32	—	—
P_2O_5	1,04	1,32	0,92	0,76	0,10	Sp.	—	—	0,79	0,81	0,27	—	—	—
Sa.	99,92	99,66	100,63	100,99	100,09	100,16	99,16	100,88	100,97	100,13	99,77	99,65	100,89	100,90
Sp. G.	—	—	2,855	—	2,870	—	—	—	—	—	2,68	—	—	—

1. Essexit. Salem Neck. Salem. Mass.
2. „ Insel Cabo Frio. Hafen von Rio de Janeiro.
3. „ Rongstock an der Elbe. Böhmen.
4. „ (Olivingabbrodiabas). Dignaes. Kirchspiel Gran. Norwegen.
5. „ (Augitdiorit), olivinhaltig. Mount Fairview. Custer Co. Col. U. S. A. (Spur CO_2 und Cl.)
6. „ (Olivingabbrodiabas). Brandberg. Kirchspiel Gran. Norwegen.
7. „ „ Sölvsberg. Hadeland. Norwegen.
8. Pyroxenit. Brandberg. Kirchspiel Gran. Norwegen. (Mit 0,31 $Ca_3P_2O_8$.)
9. Essexit („Diorit"). Thalrinne von Green Mountain zum Hafen Porto Grande. S. Vicente. Capverde-Inseln.
10. Essexit („Diorit"). Hauptstock des Big Timber Creek. Crazy Mountain. Montana. U. S. A. (Mit 0,27 BaO, 0,11 SrO, Spur Li_2O.)
11. „Elaeolithsyenit". Longfellow Mine. Cripple Creek District. Colorado. (Mit 0,07 ZrO_2, 0,24 BaO, 0,16 SrO, 0,28 Cl, 0,07 SO_3, 0,14 hygroskop. Wasser und Spur Li_2O.)
12. „Diorit" Doelter. S. Vicente. Capverde-Inseln.

12a. Feldspath (Labrador) aus 10.

12b. Pyroxen (Aegirinaugit) aus 10.

umwachsen. — Der Olivin ist oft in ein inniges Gemenge von braunen Glimmerblättchen, grünen Hornblendestäbchen und bläulichgrünen Augitkörnern umgewandelt, die gern von Adern gelben Serpentins und schwarzen Eisenerzes durchzogen, oft auch von einem Rahmen strahlig geordneten, grünen Amphibols mit braunen Biotitschuppen eingefasst werden. Bei feinkörnigen Essexiten erkennt man diese Umbildungen des Olivins als dunkle braune Flecken auf dem dunkelgrünen Gestein. — Das Eisenerz, meistens ein mit Titaneisenglimmerblättchen durchwachsener Magnetit, wird oft von Biotitmänteln umhüllt und ist in hohem Grade der Umwandlung in Leukoxen (Titanit) zugänglich. — Wo Titanit vorkommt, hat er die für den Titanit der Alkaligesteine charakteristische Ausbildung mit herrschendem Klinodoma (011).

Apatit, Erze und Titanit sind die ältesten Gemengtheile; dann begann die Ausscheidung der Olivine, Augite, Amphibole und Biotite und die Krystallisation der drei letztgenannten begleitete vielfach die Feldspathbildung bis zu Ende.

§ 158. Der chemische Charakter der Essexite wird (vergl. Analyse 1—5) wesentlich bedingt durch den niedrigen Gehalt an Kieselsäure und den gleichmässig hohen Gehalt an Kalk und Alkalien, unter denen das Natron meistens entschieden vorherrscht; weitere Eigenthümlichkeiten liegen in dem beträchtlichen Gehalt an Thonerde und Eisenoxyden, der auffallend zurücktretenden Magnesia und dem hohen Betrage an Phosphorsäure, der nur Analyse 5 fehlt. Der hohe Wassergehalt der zwei ersten Analysen ist z. gr. Th. durch den Reichthum dieser Gesteine an Biotit und Amphibol, nicht aber durch Verwitterung bedingt. Die analysirten Proben waren frisch. Man vergleiche Analyse 3 mit derjenigen des Analcimsyenit und des normalen Monzonit auf S. 111.

Ihre nächsten Verwandten haben die Essexite unter den Monzoniten (§ 98), deren Analysen man nachsehen wolle. Sie verhalten sich zu der Familie der Gabbrogesteine ähnlich, wie die Monzonite zu den normalen Syeniten; mit den Monzoniten theilen sie auch die Ausbildung feldspatharmer Facies und den Übergang in pyroxenitähnliche, aber alkalihaltige Grenzglieder; man vergleiche Analyse 4, 7 und 8, die demselben Gebiet angehören, deren erste (Dignaes) etwa 65 %, während 7 (Sölvsberg) nur 46 %, 8 (Brandberg) nur etwa 12 % feldspathige Gemengtheile enthält. Die Abtrennung der Essexite von den Gabbrogesteinen rechtfertigt sich auch geologisch durch den Umstand, dass sie dieselbe Ganggefolgschaft haben, wie die foyaitischen Gesteine, nicht die der Diorite und Gabbro. — Der nahe Anschluss der Essexite an die Elaeolithsyenite wird ferner dadurch gegeben,

dass essexitische Facies innerhalb der Massive von Elaeolithsyeniten und Alkalisyeniten vorkommen, besonders schön in der Serra de Monchique, siehe Analyse 1 und 1a auf S. 136. Glieder einer zu vermuthenden Reihe Elaeolithsyenit-Essexit sind kaum bekannt, doch dürfte dahin ein Gestein gehören, welches durch CROSS als Elaeolithsyenit von der Longfellow Mine im Cripple Creek District, Colorado, beschrieben wurde (Analyse 11) und welches dem Elaeolithsyenit noch recht nahe steht.

§ **159.** Die Essexite sind ziemlich allenthalben, wo sie nachgewiesen wurden, mit Elaeolithsyeniten und Alkalisyeniten vergesellschaftet, so auf der Insel Cabo Frio im Hafen von Rio de Janeiro (Analyse 2), im Gebiet des Jacupiranga im S. Paulo, Brasilien, in der Gegend von Salem in Massachusetts (Analyse 1), am Mount Royal bei Montreal in Canada, in Arkansas und bei Rongstock (Analyse 3) (sogen. Dolerit). Wo die Beziehungen der Essexite zu den Elaeolithsyeniten bekannt sind, durchsetzen sie diese, so in Massachusetts, Canada und bei Rongstock. Die brasilianischen Vorkommnisse liegen im Gebiet des Gneiss und der krystallinen Schiefer, das canadische im Trentonkalk. Bei Rongstock hat der Essexit die Baculitenmergel der Kreide in Kalksilikathornfelse umgewandelt. Auch am Lechenberge und bei Leschtine im böhmischen Mittelgebirge findet sich Essexit. — Zum Essexit gehören auch nach chemischem und Mineralbestand die von BRÖGGER Olivingabbrodiabas und Gabbroproterobas genannten ältesten Eruptivmassen aus dem Silur von Christiania, nebst ihren pyroxenitischen Grenzgliedern (Analyse 4, 6, 7 und 8). Sie liegen auf einer Linie von NS. Verlauf am Ostrande des Randfjord-Sees, NW. von Christiania bei Sölvsberg, Brandbokampen, Viksfjeld und Dignaes und haben das Silur nach Art der Tiefengesteine contactmetamorphosirt. — Das Gestein der Analyse 5 vom Mount Fairview in Custer Co., Colorado, wird als olivinhaltiger Augitdiorit bezeichnet und ist hornblendefrei. Auch das Essexitgestein der Analyse 10 wird Diorit genannt (vergl. Analyse 18, S. 145), eine häufige Verwechslung. — Analyse 12 giebt die Zusammensetzung eines mit Elaeolith vergesellschafteten Essexits (DOELTER nannte das Gestein Diorit) von der Insel S. Vicente, Capverden, dessen Hauptgemengtheile Labrador (Analyse 12a) und Aegirinaugit (Analyse 12b) sind. Analyse 9 gehört derselben Localität an und wird gleichfalls Diorit genannt.

Die Familie der Theralithe und Shonkinite.

§ **160.** Die Theralithe und Shonkinite sind hypidiomorph-körnige Tiefengesteine, welche bei starker Vorherrschaft

der dunklen Gemengtheile durch die Mineralcombination Nephelin mit Kalknatronfeldspath, bezw. Nephelin mit Kalifeldspath, charakterisirt sind. Eisenerze und Apatit sind die Nebengemengtheile. Mineralien der Sodalithfamilie begleiten gern den Nephelin. Unter den farbigen Gemengtheilen herrschen die Pyroxene, welche aber ziemlich regelmässig von Biotit, seltener von Amphibol begleitet werden. Olivin ist ein häufiger, Titanit ein seltener Übergemengtheil. — Bei nicht zu kleinem Korn sind die Theralithe und Shonkinite, ebenso wie die Essexite, an welche sie sich unmittelbar anschliessen und mit denen sie durch Übergänge verbunden sind, schwarz und weiss gesprenkelt, so dass eine graue Gesammtfarbe entsteht, bei kleinerem Korn wird diese bald hellgrau, bald dunkelgrau bis fast schwarz und nicht die Feldspäthe, sondern die farbigen Gemengtheile heben sich von dem dunklen Untergrunde ab.

Der Pyroxen der Theralithe ist idiomorph und vorwiegend ein hellgrün durchsichtiger Diopsid (Analyse 1), der aber oft und in manchen Gesteinen constant nach aussen einen Mantel von parallel orientirtem sattgrünem Aegirin trägt; daneben findet sich öfters Aegirin in selbständigen Individuen und Büscheln. In andern Vorkommnissen ist es Aegirinaugit, wie am Poobah Lake in Canada, in wieder andern (Tescheniten) ist es ein an Sesquioxyden reicher Thonerde-Augit (Analyse 2). — Die Stelle des randlichen Aegirins nimmt hie und da eine basische dunkelbraune barkevikitische Hornblende ein (Analyse 3); diese bildet dann ebenfalls selbständige Krystalle. Am Poobah Lake herrscht local eine zwischen tiefgrünblau, tiefgrünlichbraun und matthellgrün pleochroitische Hornblende. — Der Biotit ist rothbraun durchsichtig, idiomorph, oft aussen tiefer oder heller gefärbt als innen, meist deutlich schief auslöschend, zu Zwillingsbildung geneigt, mit kleinem Axenwinkel bis scheinbar einaxig. — Wo Olivin vorkommt, zeigt er gern Resorptionsphänomene und wird gern von Biotit eingehüllt.

	1.	2.	4.
SiO_2 . . .	49.42	44,22	36,91
TiO_2 . . .	0.55	—	—
Al_2O_3 . . .	4.28	10.49	16,30
Fe_2O_3 . . .	2.86	11.98	5,28
FeO . . .	5.56	5.77	12,27
MnO . . .	0.10	—	—
MgO . . .	13.58	7,02	8,83
CaO . . .	22,35	22.51	16.91
Na_2O . . .	1.04	—	nicht bestimmt
K_2O . . .	0,38	—	nicht bestimmt
H_2O . . .	0,09	—	—
Sa.	100,21	102.02	96,50
Sp. G. . . .	—	3,376—3,421	3,364—3,370

1. Augit aus Shonkinit. Square Butte. Montana.
2. „ „ Teschenit. Teufelsgrund bei Neutitschein.
3. Hornblende aus Teschenit desselben Fundorts. Der Rest von 3,5 % gehört den nicht bestimmten Alkalien an.

Die Feldspäthe sind in den Theralithen noch nicht näher untersucht, im Shonkinit Sanidin mit sehr kleinem Axenwinkel und etwas Albit, im Malignit Orthoklas oder Mikroperthit. — Nephelin wechselt sehr der Menge nach und sinkt auf geringe Spuren herab, wodurch der Übergang in Essexite sich vollzieht; je grösser seine Menge, desto höher sein Idiomorphismus. — Die Sodalithmineralien sind idiomorph. Diese, wie Nephelin und stellenweise auch Feldspath, zeolithisiren gern und besonders ist Analcim als Umbildungsprodukt verbreitet. — Apatit pflegt reichlich vorhanden zu sein.

§ 161. Der chemische Charakter dieser Gesteinsgruppe (Analyse 1—12, S. 182) ist durchaus derjenige der Essexite: niedriger Gehalt an SiO_2, gleichmässig hoher Gehalt an CaO und Alkalien sind die auch hier für die gesammte Familie charakteristischen Züge. Gegenüber den Essexiten ist im Durchschnitt wohl der Gehalt an MgO etwas höher, ohne dass jedoch darauf eine sichere Unterscheidung zu stützen wäre. Der z. Th. nicht unbeträchtliche Gehalt an K_2O in den Theralithen ist zu einem beträchtlichen Theile dem Glimmer, zum kleineren wohl dem Feldspath zuzurechnen. Die relativen Mengen von Na_2O und K_2O unterscheiden die Theralithe und Shonkinite. Die beträchtliche Vorherrschaft der farbigen Gemengtheile zeigt sich auch in dem hohen Volumgewicht dieser Gesteine.

§ 162. Die Structur in dieser Familie ist echt hypidiomorph-körnig; Übergänge in porphyrische Structurformen vollziehen sich durch Ausbildung grösserer Einsprenglige von Pyroxen und Biotit, stellenweise auch dadurch, dass alle Gemengtheile wie in einem Kitt von Feldspath und Augit liegen. Charakteristisch ist die Häufigkeit von Glaseinschlüssen sowohl in den Augiten, wie in den Feldspäthen dieser Gesteine. Diese Thatsache dürfte z. Th. mit der hypoabyssischen Stellung mancher Vorkommnisse zusammenhängen. — Die Reihenfolge der Ausscheidungen ist Erze und Apatit, Olivin und Titanit, wo diese vorhanden sind, Biotit, Augit, Aegirin, Sodalith, Nephelin, Feldspath. Die Aegirinbildung dauert fast während der gesammten Krystallisation des Gesteins an und die Perioden der Nephelin- und Feldspathausscheidung sind wenig scharf geschieden, bisweilen anscheinend invertirt.

§ 163. Die Theralithe bilden saigere Gänge, Lagergänge und Lakkolithe in den aufgerichteten Kreidesandsteinen der Crazy Mountains in Montana (Analyse 1—4, S. 182) und haben diese

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7a.	7b.	7c.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO_2	47,67	44,31	44,65	43,17	46,53	46,73	47,85	51,88	51,38	48,18	42,15	49,61	50,55	39,64
TiO_2	—	—	0,95	—	2,99	0,78	—	0,33	0,12	—	—	—	—	—
Al_2O_3	18,22	17,20	13,87	15,24	14,31	10,05	13,24	14,13	15,88	11,80	18,75	19,18	20,48	16,98
Fe_2O_3	3,65	4,64	6,06	7,61	3,61	3,53	2,74	6,45	1,48	9,79	4,94	2,12	2,66	6,61
FeO	3,85	3,73	2,94	2,67	8,15	8,20	2,65	0,94	4,37	5,90	7,30	5,01	4,02	9,31
MnO	0,28	0,10	0,17	—	0,22	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	6,35	6,57	5,15	5,81	6,56	9,68	5,68	3,44	4,43	6,05	3,74	4,94	4,24	6,65
CaO	8,03	10,40	9,57	10,63	12,13	13,22	14,86	10,81	8,62	7,50	9,75	10,05	7,30	10,58
Na_2O	4,93	4,45	5,67	5,68	4,95	1,81	3,72	6,72	7,57	8,46	3,34	5,62	8,37	5,95
H_2O	3,82	3,64	4,49	4,07	1,58	3,76	5,25	4,57	4,20	1,57	2,07	1,04	2,27	3,09
K_2O	2,97	3,30	2,10	3,57	0,20*	1,24	2,74	0,18	0,42	3,20	4,35	3,55	0,44	1,32
P_2O_5	—	—	1,50	—	—	1,51	2,42	0,96	0,98	0,49	0,58	0,27	—	—
				SO_3 0,94		Cl 0,18				CO_2 0,71	CO_2 3,10		Cl Sp.	
Sa.	100,15	99,11	99,93	99,39	101,23	100,97	100,65	100,41	99,45	98,65	100,07	101,39	100,33	100,13
Sp. G. . . .	—	—	—	2,93	—	—	2,879	2,88	—	2,865	—	2,782	—	—

* Glühverlust.

1. Theralith, porphyrisch. Elbow Creek. Crazy Mts. Montana. (Mit 0,88 hygroskop. Wasser.)
2. „ körnig. Gordon's Butte. Montana. (Mit 0,77 hygroskop. Wasser.)
3. „ Ebendaher (mit 0,76 BaO, 0,37 SiO, Spur Li_2O, 0,96 hygroskop. Wasser, 0,11 CO_2, 0,61 SO_3, Spur Cl).
4. „ körnig. Martinsdale. Crazy Mts. Montana.
5. „ Pass zwischen Kunjokthal und Tachtarwum. Umptek. Kola.
6. Shonkinit. Square Butte. Montana.
7a. „ (Nephelin-Pyroxen-Malignit). Poobah Lake. Rainy River District. Canada.
7b. Shonkinit (Granat-Pyroxen-Malignit). Südufer des Poobah Lake. Rainy River District. Canada.
7c. „ (Amphibol-Malignit). Nordufer des Poobah Lake. Rainy River District. Canada.
8. Teschenit. Boguschowitz. Österr.-Schlesien.
9. „ Blauendorf bei Neutitschein. Österr.-Schlesien. (Mit Einsprengl. von Augit und Amphibol.)
10. Augit-Teschenit. Point Sal. Californien.
11. „ „ Cuyamas-Thal. San Luis. Obispo Co. Californien.
12. S. Vicente. Capverde-Inseln.

contactmetamorphosirt. Bei Montreal ist Theralith in Verbindung mit Essexit und Elaeolithsyenit bekannt. Im Hintergrunde des Tachtarwum-Thales am Umptek auf der Halbinsel Kola (Analyse 5) bildet der Theralith eine bedeutende Masse parallel der Bankung des Elaeolithsyenits in diesem Gestein. Hier beträgt der Augit allein bis 75 % des Gesteins, die mit den übrigen farbigen Gemengtheilen und dem Eisenerz bis auf 80 % anschwellen dürften.

Unter den als Teschenite (HOHENEGGER) bezeichneten Lagergesteinen in der schlesisch-mährischen Kreideformation der Gegend von Teschen und Neutitschein finden sich zusammen mit diabasähnlichen Felsarten Vorkommnisse, die neben einem basischen Kalknatronfeldspath Analcim in beträchtlicher Menge führen, dabei hellen Augit und barkevikitischen Amphibol nebst etwas Biotit enthalten, den gleichen ansehnlichen Apatitgehalt, dieselbe Structur und denselben chemischen Charakter (Analyse 8 und 9) haben, wie die Theralithe. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass der Analcim aus Nephelin hervorging. — Dieselben Gesteine, gleichfalls vergesellschaftet mit diabasähnlichen Massen, treten in der Kreide Portugals bei Cezimbra, Fonte da Bica, Casaes do Collado, Sobral u. s. w. auf und auch hier erklärt sich der Analcim am einfachsten aus ursprünglichem Nephelin. — Die gleichen Teschenite kennt man aus unterjurassischen Schichten der Gegend von Kutais und Kursewi im Caucasus, im Miocän am Point Sal, Sta Barbara Co., an der californischen Küste (Analyse 10, S. 182) und (Analcimdiabas) im Cuyamas-Thale, sowie am Abhang der Sta Lucia-Kette in der Grafschaft San Luiz Obispo, nördlich von Point Sal (Analyse 11, ebenda). In manchen dieser Gesteine bildet Augit den einzigen farbigen Gemengtheil (Augit-Teschenit). — Aus Plagioklas von der Zusammensetzung des Labradors, rosafarbenem bis nelkenbraunem Augit, lichtbrauner Hornblende, häufigem braunem Glimmer, etwas Apatit und Olivin besteht nach DOELTER ein mit Elaeolithsyenit zusammen auftretendes, „mehr oder weniger grosskörniges“ Gestein von theralithischem Charakter (Analyse 12, S. 182) auf der Insel S. Vicente, Capverden. Doch wird Nephelin nicht als Gemengtheil angegeben.

§ 164. Shonkinit (Analyse 6, S. 182) wurde von WEED und PIRSSON die dunkle Grenzfacies des Sodalithsyenit-Lakkolithen von Square Butte in den Highwood Mountains genannt. Der Übergang von dem Sodalithsyenit (§ 102 und Analyse 13, S. 114) vollzieht sich in einer sehr schmalen Mischzone. Es ist ein mittelkörniges, grauschwarzes Gestein, in welchem der Augit die Hälfte des Gesammtbestandes ausmacht. Der braune Biotit hat eine grüne bis farblose unpleochroitische Randzone, die allmählig in den normalen braunen

Glimmer verläuft; der in geringer Menge vorhandene Olivin hat ebenfalls Mäntel des hellen Glimmers. Der herrschende Feldspath ist Sanidin, kleine Mengen von Albit und Anorthoklas begleiten ihn. Nephelin ist nur spärlich vorhanden.

LAWSON nannte das doleritähnliche Gestein eines Massivs in den Coutchiching-Schiefern des Poobah Lake im Gebiet des Rainy River, Ontario, Canada, welches zu etwa gleichen Hälften aus Aegirinaugit in glänzenden schwarzen Säulen, nebst braunem Biotit und etwas Titanit und aus grossblättrigem Orthoklas nebst idiomorphem Nephelin besteht, Malignit nach dem Maligne-Fluss. Apatit ist schon mit dem blossen Auge erkennbar (Analyse 7a, S. 182). Orthoklas ist der jüngste Gemengtheil, in welchem gewissermaassen alle andern eingebettet liegen. Es treten melanitführende Abarten (Analyse 7b) auf, welche durch grosse, bis 6 cm lange und 5 cm dicke Mikroperthittafeln in paralleler Anordnung innerhalb einer feinkörnigen Gesteinsmasse aus Aegirinaugit, Melanit, Biotit, Titanit, Apatit mit etwas Orthoklas und Albit porphyrisch werden. Am Nordufer des Sees ersetzt Amphibol den Aegirinaugit, Melanit fehlt, der Feldspath ist Mikroperthit (Analyse 7c). Der beträchtliche Gehalt an Nephelin unterscheidet den einen Typus des Malignit vom Shonkinit, der höhere Gehalt an Alkalifeldspath bei fehlendem Nephelin bedingt den höheren Betrag an SiO_2 und Al_2O_3 in 7b und 7c.

Die Familie des Ijolith und Missourit.

Ijolith und Missourit bilden die Endglieder der mit dem Essexit beginnenden Gesteinsreihe und schliessen sich unmittelbar an die Theralithe und Shonkinite an; der Unterschied diesen gegenüber wird durch das Fehlen des Feldspaths gegeben. Der Ijolith wurde durch RAMSAY und BERGHELL, der Missourit durch WEED und PIRSSON aufgestellt.

§ 165. Der Ijolith besteht aus einem hypidiomorph-körnigen Gemenge von Pyroxen und Nephelin als wesentlichen Gemengtheilen zu etwa gleichen Theilen bei mittelkörnigem bis grobkörnigem Gefüge und doleritischem Habitus; das ist also die Zusammensetzung der grobkörnigen sogen. Nephelindolerite, welche mehrfach mit Nephelinbasalten der Tertiärzeit verbunden auftreten. Der Ijolith wurde zuerst aufgefunden an dem Berge Iiwaara im Kirchspiel Kuusamo im nördlichen Finland, wo er im Bereich eruptiver Granite und Syenite im Gneissgebirge ein Massiv bildet. Der Pyroxen des Gesteins ist idiomorph in der Augitform und besteht aus einem hellgelben Kern und einer nicht scharf davon getrennten grünen Hülle, die in ihrem äusseren Theile die Eigenschaften eines Na-armen Aegirinaugit hat.

Der Nephelin ist allotriomorph. Apatit ist reichlich vorhanden, Titanit ziemlich verbreitet, Cancrinit und Calcit füllen miarolitische Räume. Analyse 1, unten giebt die chemische Zusammensetzung dieses Haupttypus. — Grobkörnige Abarten führen ziemlich viel Ti-reichen Melanit (Iiwaarit), der vereinzelt auch im Haupttypus erscheint. In gestreckten Varietäten des Westabhanges des Berges stellt sich Aegirinaugit reichlicher ein.

In den westlichen Ausläufern des Lujaur-Urt auf der Halbinsel Kola bildet grobkörniger Ijolith mächtige Lagergänge im Elaeolithsyenit und geht durch Aufnahme von Feldspathtafeln in diesen über. — Am Umptek auf der Halbinsel Kola tritt er als Lagergang im

	1.	2.	3.	4.
SiO_2	42,79	46,63	46,06	54,46
TiO_2	1,70	1,12	0,73	—
Al_2O_3	19,89	15,03	10,01	22,24
Fe_2O_3	4,39	5,91	3,17	0,68
FeO	2,33	5,09	5,61	—
MnO	0,41	Sp.	Sp.	—
MgO	1,87	3,47	14,74	Sp.
CaO	11,76	11,23	10,55	0,10
Na_2O	9,31	8,16	1,31	0,70
K_2O	1,67	1,96	5,14	18,86
H_2O	0,99	0,35	1,44	2,29
P_2O_5	1,70	—	0,21	—
SO_3	—	—	0,05	—
Cl	—	—	0,03	—
Sa.	98,81	98,95	99,57	99,33
Sp. G.	—	—	—	2,465

1. Ijolith. Iiwaara. Finland.
2. „ Kaljokthal. Umptek. Kola.
3. Missourit. Quelle des Shonkin Creek. Highwood Mountains. Montana. (Mit 0,32 BaO, 0,20 SrO.)
4. Leucit aus Missourit 3.

Elaeolithsyenit am Pass Juksporr und im Kaljokthal (Analyse 2) auf, sowie als Gang in dem Hypersthen-Cordierithornfels des Elaeolithsyenits am Imandra-See. Das Gestein des Kaljokthals enthält Aegirinaugit statt Augit und daneben etwas Biotit; die Analyse zeigt, dass es ärmer an Nephelin sein muss, als der Ijolith vom Iiwaara.

§ 166. Als Missourit beschrieben WEED und PIRSSON einen 2,5 Miles langen und halb so breiten Stock in den Kreideschiefern und vulkanischen Auswurfsmassen der Highwood Mountains im Quellgebiet des Shonkin Creek in Montana, U. S. A. Es ist ein gleichmässig grobkörniges, dunkelgraues, hell- und dunkelgeflecktes Gestein, welches aus etwa 50% blassgrünem, mit Stich ins Braune durchsich-

tigem, allotriomorphem Augit, 15 % frischem Olivin ohne Krystallbegrenzung, 6 % braunem Biotit in Blättchen, die auch im Augit liegen, Apatit, 5 % Eisenerz, 16 % grünlichweissem Leucit in regellos körnigen, frischen und zwillingsgestreiften Individuen und 8 % Zeolithen, die zur Hälfte dem Analcim angehören, besteht. Die Zusammensetzung des Gesteins giebt Analyse 3, die des Leucits Analyse 4, S. 185.

Erze, Apatit und Olivin, obschon ebenfalls ohne gesetzmässige Gestalt, begannen den Krystallisationsprocess des Gesteins; die Augit- und Leucitbildung gingen nebeneinander her, wie die gegenseitige Umschliessung beweist. In dieser Gesteinsreihe nimmt demnach die typische Ausbildung der hypidiomorphkörnigen Structur ebenso mit abnehmendem Kieselsäuregehalt ab, wie in der Diorit-Gabbro-Reihe.

Die chemischen Verhältnisse der Tiefengesteine.

§ 167. In § 27 wurde dargethan, dass die Eruptivgesteine sich nicht als Glieder einer Mischungsreihe zwischen zwei oder mehreren, im Maximum chemisch differenten Endgliedern auffassen lassen, dass man vielmehr zu der Annahme geführt werde, sie seien Spaltungsproducte[1] eines stofflich einheitlichen tellurischen Urmagmas. Auf Grund der über die Tiefengesteine mitgetheilten Analysen wird es nunmehr möglich, den Gesetzmässigkeiten dieser Spaltungsvorgänge nachzugehen. In den Tiefengesteinen liegen die ersten und ältesten Spaltungsproducte dieses Urmagmas vor, soweit uns solche überhaupt zugänglich sind. Dass in ihnen noch fort und fort Spaltungsvorgänge andauerten, beweisen die an verschiedensten Stellen hervorgehobenen randlichen und centralen Differentiationen. So entstehen z. Th. die eigenthümlichen, in der Form von Ganggesteinen vorliegenden Spaltmagmen und z. Th. die Ergussgesteine. Diese sind nur verständlich, wenn man die chemische Natur der Tiefengesteine erkannt hat.

Der älteste Zustand, in welchem die Stoffe eines Eruptivgesteins zu unserer Kenntniss kommen, ist derjenige eines wasserhaltigen Silikatschmelzflusses. Dass dieser Zustand aber nicht der Urzustand in der Tiefe unserer Erde ist, beweisen uns mit Sicherheit 1. das specifische Gewicht des Erdkörpers. 2. die Thatsache, dass in den fragmentaren Massen kleiner Weltkörper, die in der Form von Meteoriten auf unsere Erde gelangen, die centralsten Theile reine Metalllegirungen sind. Im Zustande einer Metalllegirung muss sich auch das tellurische Urmagma befinden und schon in diesem Zustande müssen sich nach chemischen Gesetzen die Spaltungen entwickeln. Erst beim Aufsteigen in höhere Regionen des Erdinnern dürfte sich die Oxydation dieses Urmagmas und seiner Spaltungsproducte, sowie die Wasseraufnahme vollziehen. Alle späteren Spaltungsvorgänge in dem wasserhaltigen Silikatschmelzfluss werden in letzter Instanz immer wieder durch die den Metallatomen innewohnenden Verwandtschaftskräfte bedingt sein und die herrschen-

---

[1] H. ROSENBUSCH, Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. TSCHERMAK's Mineral. u. petrogr. Mittheilungen. 1890. Bd. XI. S. 144.

den Gesetzmässigkeiten müssen daher am klarsten hervortreten, wenn wir aus der Zusammensetzung der Eruptivgesteine ihre metallischen Kerne gewissermaassen herausschälen. Dass solche Verwandtschaften bestehen, wird dem aufmerksamen Leser nicht entgangen sein, da er in den vorgeführten Tiefengesteinen in grossen Zügen die Alkalien und den Kalk mit der Thonerde wachsen und sinken, Thonerde und Magnesia in offenbarem Antagonismus stehen und auch die Kieselsäure mit zunehmender Magnesia abnehmen sah. Solche Regelmässigkeiten bedürfen keiner Erklärung und Darlegung; sie ergeben sich von selbst.

Gewissermaassen um den Schlüssel zu finden, der den Eingang in die bei solchen Spaltungsvorgängen herrschenden Gesetzmässigkeiten eröffnet und um möglichst auf dem Boden der Thatsachen zu bleiben, empfiehlt es sich, von einem concreten Beispiel auszugehen. Wir erwählen dazu die auf den Monzonit des Beaver Creek in den Bearpaw Mts., Montana, und seine Spaltungsproducte bezüglichen Analysen auf S. 111. Berechnen wir dieselben wasserfrei unter Vernachlässigung der selteneren Verbindungen und Zurechnung der TiO_2 zu SiO_2 auf 100, dividiren die so gewonnenen Zahlen durch die Molekulargewichte von SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O und K_2O, so erhalten wir die Zahlenverhältnisse der in den analytisch gefundenen Procenten enthaltenen Moleküle der genannten Verbindungen, deren Gesammtzahl unter der Rubrik „Zahl“ unten angegeben ist. Werden diese Werthe auf 100 als Summe umgerechnet, so ergiebt sich die unten angegebene „Molekularzusammensetzung in Procenten“. Bedenkt man, dass in a Molekülen SiO_2 auch a Atome Si und 2a Atome O, in b Molekülen Al_2O_3 2b Atome Al und 3b Atome O u. s. w. enthalten sind, so lässt sich leicht die Summe der Metallatome (M.-A.-Z.) in der Zusammensetzung und die Summe der Metall- + Sauerstoffatome (A.-Z.) finden. Berechnet man nun wieder die Metallatomzahlen auf 100, so erhält man die procentischen Verhältnisse der Metallatome in einem Gestein, wie nachstehend angegeben.

	Ia.	Ib.	Ic.
SiO_2	76,0	59,2	53,3
Al_2O_3	10,1	10,3	6,2
Fe_2O_3	0,8	1,2	1,4
FeO	0,9	4,5	4,4
MgO	0,9	8,4	19,0
CaO	1,3	9,3	9,8
Na_2O	6,0	3,8	2,5
K_2O	4,0	3,3	3,4
Sa.	100,0	100,0	100,0
Zahl	151	153	162

	IIa.	IIb.	IIc.
Si	62,9	49,9	47,1
Al	16,7	17,4	10,9
Fe	2,1	5,8	6,3
Mg	0,7	7,1	16,7
Ca	1,1	7,8	8,6
Na	9,9	6,4	4,4
K	6,6	5,6	6,0
Sa.	100,0	100,0	100,0
A.-Z.	480	470	458
M.-A.-Z.	182	181	184

Ia. Molekularzusammensetzung in Procenten des Quarzalkalisyenits von Beaver Creek, Bearpaw Mts., Montana. Centraler Theil.

Ib. Molekularzusammensetzung in Procenten des Monzonits von Beaver Creek, Bearpaw Mts., Montana. Hauptmasse.

Ic. Molekularzusammensetzung in Procenten des shonkinitischen Monzonits von Beaver Creek, Bearpaw Mts., Montana. Randfacies.

IIa. Metallatome in Procenten des Quarzalkalisyenits von Beaver Creek, Bearpaw Mts., Montana.

IIb. Metallatome in Procenten des Monzonits von Beaver Creek, Bearpaw Mts., Montana.

IIc. Metallatome in Procenten des shonkinitischen Monzonits von Beaver Creek, Bearpaw Mts., Montana.

Vergleicht man nun Ia, Ib und Ic, so sieht man, wie gegenüber dem Hauptgestein Ia reicher an Kieselsäure und Alkalien, ärmer an Eisenoxyden, Magnesia und Kalk ist, während Thonerde sich ziemlich gleichgeblieben ist. Ic dagegen ist ärmer an SiO_2, Al_2O_3 und Alkalien, reicher an MgO und CaO, während die Eisenoxyde ziemlich unverändert sind. Man erkennt, dass in Ia und Ic die Alkalien fast allein genügen, um die Thonerde in feldspathartiger Zusammensetzung mit Alkali: Thonerde = 1 : 1 zu binden, während in Ib ein Theil der Thonerde offenbar an CaO gebunden sein muss. Diese Thatsachen deuten darauf hin, dass in den Gesteinen Ia und Ic ein metallischer Kern $(NaK)AlSi_x$ vorhanden ist; die Vergleichung der Elaeolithsyenite in der nachfolgend gegebenen Tabelle zeigt, dass das x = 2 zu setzen sei, dass also dieser Kern $(NaK)AlSi_2$ zu schreiben ist. Ziehen wir diesen Kern von IIa ab, so bleibt unter Vernachlässigung des kleinen Restes von 0,2 Al ein Rest von 2,1 Fe + 0,7 Mg + 1,1 Ca = 3,9 $\overset{II}{R}$ und von 62,9 — 2 (9,9 + 6,6) Si = 29,9 Si. Darin kann man $\overset{II}{R}$ an Si gebunden denken in irgend einem Verhältniss; die Vergleichung anderer Gesteine der folgenden Tabelle sagt, dass dieses Verhältniss hier 1 : 1 sein wird, also ein Kern $\overset{II}{R}Si$ vorhanden ist. Wird auch dieser abgezogen, so verbleibt ein Überschuss von 26 Si und der metallische Kern des Gesteins könnte aufgefasst werden als eine Legirung der Kerne $(NaK)AlSi_2$, mit wenig $\overset{II}{R}Si$ und viel Si und zwar in dem Procentverhältniss 66% $(NaK)AlSi_2$, 7,8% $\overset{II}{R}Si$ und 26% Si. Man kann die Thatsache so auffassen, dass man sagt, der herrschende Kern $(NaK)AlSi_2$ hat beträchtliche Mengen eines Kerns Si und kleine Mengen eines Kerns $\overset{II}{R}Si$ gelöst.

Die analoge Behandlung der Verhältnisse in IIc ergiebt, dass hier 41,6% des Kerns $(NaK)AlSi_2$ vorhanden sind. Lässt man zunächst wieder den kleinen Rest von 0,5 Al unberücksichtigt, so bleiben 31,6 $\overset{II}{R}$ und 26,3 Si übrig und man sieht, dass das Silicium nicht ausreicht für eine Bindung der bivalenten Metalle in dem Verhältniss 1 : 1. Die Wiederholung dieses Verhältnisses in zahllosen Analysen nöthigt zu der Annahme, dass neben dem metasilikatischen Kern $\overset{II}{R}Si$ auch ein orthosilikatischer Kern $\overset{II}{R}_2Si$ in den Magmen auftritt.

Gehen wir nun an die Analyse IIb unter Benützung der gemachten Erfahrungen, so werden wir wieder zunächst den Kern $(NaK)AlSi_2$ mit 48% abziehen. Dann bleibt ein Rest von 5,4 Al, den wir nicht mehr vernachlässigen können. Dass dieses Al an Mg oder Fe gebunden sei, ist nach dem constanten Antagonismus von Mg und Al nicht anzunehmen und wird durch die Vergleichung zahlreicher anderer Analysen als unannehmbar erwiesen. Vielmehr ergeben diese zweifellos, dass Al an Ca und Si und zwar mit grösster Wahrscheinlichkeit in der Formel $CaAl_2Si_4$ gebunden sei. Dann erfordern die 5,4 Al offenbar 2,7 Ca und 10,8 Si, so dass der Procentgehalt an dem Kern $CaAl_2Si_4$ = 18,9% betragen würde. Nach Abzug dieses Kerns verbliebe 15,1 Si und 18,0 $\overset{II}{R}$, welche zu 24,4 $\overset{II}{R}Si$ und zu 8,7 $\overset{II}{R}_2Si$ zu gliedern sind, freies Si fehlt.

Hiernach wird man nun auch die kleinen Mengen Al zu berechnen haben, welche in IIa und IIc nach Abzug von $(NaK)AlSi_2$ zurückblieben und erhält dann als wirkliche Zusammensetzung in Atomprocenten für die besprochenen Gesteine die Kerne

	in IIa	IIb	IIc
$(NaK)AlSi_2$	66,0	48,0	41,6
$CaAl_2Si_4$	0,7	18,9	1,75
$\overset{II}{R}Si$	7,6	24,4	38,5
$\overset{II}{R}_2Si$	—	8,7	18,15
Si	25,7	—	—
	100,0	100,0	100,0

Man sieht also, dass im vorliegenden Falle sich aus dem ziemlich gemischten Magma des Monzonits mit den metallischen Kernen unter IIb ein Magma IIa abspaltet, in welchem der Kern R_2Si ganz fehlt, der Kern $\overset{II}{R}Si$ auf weniger als ein Drittel, der Kern $CaAl_2Si_4$ bis auf Spuren herabgesunken ist, während die Kerne $(NaK)AlSi_2$ stark gestiegen und Si neu eingetreten sind; umgekehrt hat sich in IIc ein Magma abgespalten, in welchem bei gesunkener Menge des Kernes $(NaK)AlSi_2$ die Kerne $\overset{II}{R}Si$ und $\overset{II}{R}_2Si$ sich sehr stark angereichert haben. Denkt man sich diesen Vorgang weiter entwickelt, so würde eine Gesteinsreihe entstehen müssen, in welcher an dem einen Ende ein aus lauter Alkalialumosilikaten und Quarz aufgebautes Glied (Alkaligranit) ohne farbige Gemengtheile stände, am andern Ende ein peridotitisches Gestein, in welchem die Alkalialumosilikate auf 0 gesunken wären, und in welchem nirgends die Kalkalumosilikate eine nennenswerthe Rolle spielen würden. Die absolut reinen Endglieder sind kaum bekannt, aber sehr deutlich liegt diese Gesteinsreihe in den foyaitischen und theralithischen Magmen vor.

Eine zweite Gesteinsreihe würde dadurch charakterisirt sein, dass neben dem Kern $(NaK)AlSi_2$ der Kern $CaAl_2Si_4$ in bedeutender Menge vorhanden wäre, und ihre Endglieder würden einerseits ein an farbigen Gemengtheilen armes, quarzhaltiges Gestein mit Alkali- und Kalknatronfeldspäthen in schwankender Menge sein (normale Granite und Quarzdiorite), andererseits ein an farbigen Gemengtheilen sehr reiches und nur in geringer Menge Kalknatronfeldspäthe führendes Gestein ohne Alkalifeldspäthe. Das ist die Reihe der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen. — Es ist eine auffallende und interessante Erfahrung, dass in der Reihe der foyaitischen und theralithischen Magmen der saure Pol am reinsten, in den granito-dioritischen und peridotitischen Magmen der kieselsäurearme Pol am reinsten zur Entwicklung gelangen. Der saure Pol tritt merkwürdigerweise in den Hypersthengraniten und quarzfrei in den Anorthositen hervor, die beide nahe verwandt sind.

Es giebt eine kleine Gruppe von Gesteinen, welche zu den foyaitischen und theralithischen Magmen gehören, in denen an die Stelle des Kernes $(NaK)AlSi_2$, der ein metasilikatischer Kern ist, der orthosilikatische Kern $(NaK)AlSi$ tritt; das sind die Urtite unter den Tiefengesteinen und gewisse Glieder der Gang- und Ergussgesteinsreihe. In der Reihe der granito-

	Molekular-Verhältnisse nach Procenten in der Reihe											
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO_2 . . .	84,6	83,0	79,2	72,0	67,6	66,0	69,1	65,0	65,7	65,1	66,9	59,9
Al_2O_3 . . .	7,8	7,5	8,4	11,8	13,7	13,8	15,2	14,3	16,6	13,7	10,1	15,3
Fe_2O_3 . .	0,8	0,1	1,2	0,4	1,5	0,6	0,2	1,3	0,9	1,7	5,0	1,7
FeO . . .	—	1,0	1,7	2,1	2,5	4,4	2,3	2,7	—	—	2,2	3,0
MgO . . .	—	0,5	—	1,0	1,4	1,0	0,2	1,6	0,3	1,4	—	3,5
CaO . . .	0,1	0,5	—	1,2	3,7	2,7	0,3	2,2	0,9	3,1	1,5	3,8
Na_2O . . .	3,6	3,9	6,7	7,1	6,3	6,3	9,3	9,4	10,5	8,4	10,6	9,3
K_2O . . .	3,1	3,5	2,8	4,4	3,3	5,3	3,5	3,5	5,1	6,6	3,7	3,5
Sa.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Zahl . . .	154	155	152	149	146	146	147	146	144	144	140	145

	Molekular-Verhältnisse nach Procenten in der Reihe											
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO_2 . . .	82,2	79,4	78,1	76,3	66,1	65,9	68,5	58,0	72,2	71,2	63,5	70,4
Al_2O_3 . . .	8,1	9,0	7,3	9,7	10,7	11,0	12,0	13,0	9,7	10,9	13,3	8,4
Fe_2O_3 . . .	1,7	0,4	—	0,9	1,2	—	3,0	2,6	—	1,1	1,9	7,1
FeO . . .	—	0,9	3,8	0,8	2,8	6,4	2,0	3,6	5,9	1,7	4,7	—
MgO . . .	—	1,0	1,8	1,8	5,8	4,3	3,1	7,1	3,8	4,2	4,6	4,6
CaO . . .	1,1	2,5	3,5	4,6	4,6	5,2	5,2	9,0	4,4	6,1	8,0	6,0
Na_2O . . .	2,3	3,5	3,1	2,7	3,7	2,6	1,3	4,8	3,4	4,1	3,2	2,6
K_2O . . .	4,6	3,3	2,4	3,2	5,1	4,6	4,9	1,9	0,6	0,7	0,8	0,9
Sa.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Zahl . . .	153	153	157	152	155	152	145	148	150	154	149	152

	Metallatom-Verhältnisse nach Procenten in der Reihe											
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
Si	73,5	72,0	66,5	58,2	54,2	52,4	53,9	50,5	49,4	49,9	51,7	46,2
Al	13,4	13,0	14,1	19,0	22,0	21,9	23,7	22,2	24,9	21,1	15,6	23,6
Fe	1,4	1,1	3,4	2,4	4,5	4,4	2,0	4,2	1,3	2,5	9,4	5,0
Mg	—	0,5	—	0,8	1,1	0,8	0,2	1,2	0,1	1,1	—	2,7
Ca	0,1	0,4	—	1,0	2,9	2,1	0,2	1,7	0,7	2,4	1,2	2,9
Na	6,2	6,8	11,3	11,5	10,1	10,0	14,5	14,7	15,9	12,9	16,4	14,3
K	5,4	6,2	4,7	7,1	5,2	8,4	5,5	5,5	7,7	10,1	5,7	5,3
Sa.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
A.-Z. . . .	487	485	481	476	471	468	481	472	482	470	456	469
M.-A.-Z. . .	177	178	181	184	182	184	188	187	192	188	181	188

	Metallatom-Verhältnisse nach Procenten in der Reihe											
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
Si	70,4	68,3	69,2	65,6	54,8	55,8	56,5	47,6	63,5	60,9	58,2	60,9
Al	13,9	15,5	12,9	16,6	17,7	18,6	19,9	21,3	17,0	18,7	15,2	14,6
Fe	2,9	1,5	3,4	2,2	4,3	5,4	6,5	7,2	5,2	3,4	7,8	9,2
Mg . . .	—	0,8	1,6	1,6	4,8	3,6	2,5	5,8	3,4	3,6	4,2	4,0
Ca	1,0	2,2	3,1	3,9	3,8	4,4	4,3	7,4	3,8	5,2	7,8	5,2
Na	3,9	6,0	5,5	4,6	6,1	4,3	2,2	7,6	6,0	7,0	5,9	4,5
K	7,9	5,7	4,3	5,5	8,5	7,9	8,1	3,1	1,1	1,2	1,4	1,6
Sa.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
A.-Z. . . .	477	482	478	478	481	464	462	462	477	480	467	471
M.-A.-Z. . .	178	178	177	177	187	179	175	181	177	180	178	176

der foyaitisch-theralithischen Magmen.

13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.
59,6	54,0	61,9	63,5	58,8	57,2	56,8	54,4	56,6	53,9	50,9	50,0	51,6	48,2
16,5	19,2	14,0	13,0	11,7	12,4	12,1	12,4	10,3	12,1	11,6	6,2	13,7	6,1
1,3	1,6	3,6	2,2	2,3	1,7	3,0	3,6	0,6	1,6	2,0	1,4	2,0	1,8
1,2	0,6	—	2,2	3,8	4,7	6,4	5,5	4,1	3,8	3,7	7,5	2,6	4,9
—	0,5	0,7	2,2	5,6	5,9	3,6	7,9	7,3	10,8	11,4	15,5	3,4	22,7
1,0	1,5	5,7	6,0	9,6	10,6	9,5	8,6	10,2	9,7	12,8	15,0	14,9	12,2
17,1	20,0	8,9	7,1	6,1	5,0	6,5	6,0	8,0	5,4	5,0	1,8	10,6	1,3
3,3	2,6	5,2	3,8	2,1	2,5	2,1	1,6	2,9	2,7	2,6	2,6	1,2	3,3
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
143	141	141	148	149	150	146	143	155	152	153	161	148	165

der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen.

13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.
63,8	59,5	59,7	57,0	61,6	55,3	50,7	50,9	50,1	44,8	50,5	45,0	42,5	35,2
12,2	9,9	11,4	12,4	18,7	10,4	11,3	11,4	12,3	13,0	12,9	4,2	3,6	—
2,0	1,2	2,0	3,3	0,2	0,8	0,4	0,2	1,3	3,3	1,8	5,8	3,2	—
0,9	4,1	4,9	2,4	—	11,2	2,7	5,4	7,1	8,4	8,0	5,7	—	6,4
6,3	12,7	7,9	9,0	—	8,8	18,9	15,0	12,5	12,2	9,6	30,1	48,6	58,4
9,4	7,7	9,8	10,9	11,8	10,9	14,1	13,7	14,9	16,2	12,5	8,4	2,1	—
3,7	3,6	3,2	4,2	6,9	2,0	1,0	3,2	1,7	1,8	4,3	0,2	—	—
1,7	1,3	1,1	0,8	0,8	0,6	0,9	0,2	0,1	0,3	0,4	0,6	—	—
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
151	157	152	150	147	154	163	160	156	150	152	161	182	204

der foyaitisch-theralithischen Magmen.

13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.
43,1	37,7	46,6	49,7	48,1	47,1	45,9	44,0	46,5	44,3	42,0	44,6	40,5	43,0
23,9	26,8	21,0	20,3	19,2	20,4	19,5	20,1	16,9	19,8	19,1	11,1	21,6	10,9
2,8	2,7	5,3	5,2	6,8	6,6	10,1	10,3	4,3	5,7	6,3	9,8	5,1	6,7
—	0,3	0,5	3,4	4,6	4,9	2,9	6,4	6,0	8,9	9,5	13,8	2,6	20,3
0,7	1,0	4,3	4,7	7,9	8,7	7,7	6,9	8,4	8,0	10,6	13,4	11,7	10,9
24,7	27,9	14,4	11,1	9,9	8,2	10,4	9,7	13,1	8,9	8,2	3,2	16,6	2,3
4,8	3,6	7,9	5,6	3,5	4,1	3,5	2,6	4,8	4,4	4,3	4,6	1,9	5,9
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
476	473	462	472	459	459	453	445	464	462	457	445	458	453
197	202	186	185	182	182	180	176	188	185	185	180	188	185

der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen.

13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.
53,3	51,3	50,7	47,3	48,7	48,6	44,7	44,2	43,4	37,9	42,3	40,6	39,8	35,2
20,4	17,1	19,4	20,6	29,5	18,4	19,9	19,7	21,3	22,0	21,6	7,5	6,7	—
4,1	5,7	7,6	7,5	0,3	11,2	3,1	5,2	8,4	12,6	9,7	15,6	6,0	6,4
5,3	11,0	6,7	7,5	—	7,7	16,7	13,0	10,8	10,3	8,0	27,2	45,5	58,4
7,8	6,6	8,3	9,0	9,3	9,6	12,4	11,9	12,9	13,7	10,5	7,6	2,0	—
6,2	6,1	5,4	6,8	10,9	3,5	1,7	5,7	3,0	2,9	7,2	0,1	—	—
2,9	2,2	1,9	1,3	1,3	1,0	1,5	0,3	0,2	0,6	0,7	1,1	—	—
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
471	468	465	463	480	449	468	464	455	443	453	445	478	477
181	182	179	181	186	175	185	185	180	177	181	179	194	204

dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen scheint dieser Kern unmöglich zu sein.

Um diese für das Verständniss der Eruptivgesteine grundlegenden Verhältnisse zu deutlicher Anschauung zu bringen, sind in den Tabellen auf S. 190—191 die Molekular- und die Metallatomproportionen von je 26 Gesteinen der beiden Hauptreihen übersichtlich zusammengestellt und die Zahlen der Moleküle, Metallatome und Gesammtatome beigefügt, und die Farbentafeln geben dieselben Verhältnisse übersichtlich in graphischer Darstellung und zwar so, dass auch die in Farben dargestellten Procente mit dem Zirkel abgelesen werden können; ein mm = ein Procent. Die dargestellten Analysen sind den in diesem Buche mitgetheilten entnommen und zwar sind es in der Reihe der foyaitisch-theralithischen Magmen:

1. Alkaligranit. Bühlberg bei Eibenstock. S. 78.
2. „ Drammen in Norwegen. S. 78.
3. „ SW. Hongnatten in Norwegen. S. 78.
4. Nordmarkit. Tonsenaas bei Christiania. S. 114.
5. Laurvikit. Byskoven bei Laurvik. S. 114.
6. Sodalithsyenit. Square Butte. Montan. S. 114.
7. Litchfieldit. Litchfield. Maine. S. 129.
8. Lujaurit. Pantellitschorr. Umptek. S. 129.
9. Ditroit. Ditro. Siebenbürgen. S. 129.
10. Foyait. Serra de Tinguá. Rio de Janeiro. S. 129.
11. Lujaurit. Kangerdluarsuk. Aegirinreich. S. 129.
12. Laurdalit. Lunde. Norwegen. S. 129.
13. Sodalithsyenit mit Eudyalit. Kangerdluarsuk. S. 129.
14. Urtit. Lujaur Urt. Kola. S. 135.
15. Leucitsyenit. Magnet Cove. Arkansas. S. 135.
16. Elaeolithsyenit in Essexit übergehend. Longfellow Mine. Col. S. 177.
17. Essexit. Rongstock. S. 177.
18. Sogen. Augitdiorit. Mount Fairview. Col. S. 177.
19. Essexit. Salem Neek. Mass. S. 177.
20. Essexit. Cabo Frio. Rio de Janeiro. S. 177.
21. Amphibol-Malignit. Poobah Lake. S. 182.
22. Theralith. Elbow Creek. Montana. S. 182.
23. „ Gordon's Butte. Montana. S. 182.
24. Shonkinit. Square Butte. Montana. S. 182.
25. Ijolith. Iiwaara. Finland. S. 185.
26. Missourit. Highwood Mountains. Montana. S. 185.

In der Reihe der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen:

1. Granit. Hautzenberg. Bayrischer Wald. S. 78.
2. Granitit. Melibocus. Odenwald. S. 78.
3. „ Bobritzsch. Erzgebirge. S. 78.
4. „ Ruine Landsberg bei Barr. Unter-Elsass. S. 78.
5. Glimmersyenit des Erzenbach-Typus. Frohnau bei Hausach. Schwarzwald. S. 108.
6. Hornblendesyenit. Plauenscher Grund bei Dresden. S. 108.
7. „ Biella. Piemont. S. 108.
8. Augitsyenit. Gröba. Sachsen. S. 108.
9. Tonalit. Avio-See. Adamello. S. 144.
10. Banatit. Dognacska. Banat. S. 144.

11. Quarzhypersthendiorit. Ivrea. Piemont. S. 144.
12. Quarzdiorit. Colle di Mesoncles. Piemont. S. 145.
13. „ Ufirnthal. St. Gotthard. S. 144.
14. Glimmerhypersthendiorit. Campo Maior. Portugal. S. 145.
15. Diorit. Schwarzenberg bei Barr. Unter-Elsass. S. 145.
16. Pyroxendiorit. Lichtenberg. Odenwald. S. 145.
17. Anorthosit. Rawdon. Canada. S. 162.
18. Gabbro. Radauthal. Harz. S. 155.
19. Norit. „ „ S. 155.
20. Olivingabbro Sulitjelma. Kjölen-Gebirge. S. 155.
21. Hypersthengabbro. Baltimore. S. 155.
22. Hornblendegabbro. Pavone bei Ivrea. Piemont. S. 155.
23. „ Lindenfels. Odenwald. S. 155.
24. Amphibolperidotit. Schriesheim. Odenwald. S. 169.
25. Lherzolith. Baldissero. Piemont. S. 169.
26. Dunit. Dun-Mountains. Neu-Seeland. S. 169.

Die Bedeutung der Tabellen und Tafeln ist nach dem Vorhergehenden von selbst klar und bedarf keiner weiteren Erläuterung. Nur auf einige, sich erst durch die Gesammtheit der Magmen in dieser Darstellung hervorhebende Punkte sei noch hingewiesen. Wenn im Vorhergehenden Fe, Mg, und Ca als $\overset{II}{R}$ zusammengefasst wurden, so ist das nicht ganz im Einklang mit den Thatsachen, aber ihre genauere Deutung wird der Zukunft vorzubehalten sein. Man erkennt sofort aus der Vergleichung der beiden Farbentafeln, dass in den foyaitischen Magmen das Fe eine andere Rolle spielt, als Mg und Ca. Diese können vollständig fehlen, während Fe allenthalben reichlich vorhanden ist, ja in gewissen Elaeolithsyeniten ganz deutlich Al ersetzt, wie in No. 15 (Lujaurit, aegirinreich), wo Al nicht ausreicht für die Bindung der Alkalien in dem Kern $(NaK)AlSi_2$. Dies ist ein Verhältniss, welches sich bei den tinguáitischen Ganggesteinen und den Pantelleriten der Ergussgesteinsreihe wiederholt.

In den granito-dioritischen Magmen vertritt Fe niemals Al; dagegen erscheint hier Ca, welches in den foyaitischen Magmen bis auf geringste Spuren nur in den Kernen $\overset{II}{R}Si$ auftritt, in den granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen reichlich in dem Kern $CaAl_2Si_4$ und in dem Kern $\overset{II}{R}Si$ allenthalben, aber nur ausnahmsweise in dem Kern $\overset{II}{R}_2Si$. Sehr auffallenderweise verschwindet in der foyaitischen Magmenreihe Mg zusammen mit Ca (No. 3), in der granito-dioritischen zusammen mit Fe (No. 17). Das steht im Einklang mit der Rolle von Fe und Ca für sich allein in den beiden Magmenreihen und damit, dass am SiO_2-armen Pol der gabbro-peridotitischen Magmen (No. 24—26) Mg und Fe sich offenbar vertreten, wie Fe und Al sich in den foyaitischen Magmen vertreten können.

Die hier aufgestellten Reihen umfassen alle in einiger Verbreitung bekannten Tiefengesteine und eine Discussion der Erguss- und Ganggesteine ergiebt, im gleichen Sinne geführt, genau dieselben Resultate. Es muss indessen hervorgehoben werden, dass sehr vereinzelt und in geringer Ausdehnung Spaltungsproducte abnormer Art vorkommen, wie z. B. der Glimmerperidotit des Kalten Thals bei Harzburg (S. 169). Auch in den angeführten Reihen wird man kleine Abweichungen finden bei genauer Durchsicht. Diese sind zweifellos z. Th. in dem Erhaltungszustand der Gesteine und in

den Analysenfehlern begründet, z. Th. aber ebenso zweifellos thatsächlich vorhanden. Wir haben es eben nicht mit stöchiometrischen Verbindungen zu thun in den Gesteinsmagmen, sondern mit Legirungen oder Lösungen in wechselnden Verhältnissen.

Wie sich aus dem oxydirten Gemenge obiger Kerne die wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien ausscheiden können, ist leicht zu übersehen. Der Kern $(NaK)AlSi_2$ würde durch Oxydation ohne Zerfall zu Leucit $(KNa)AlSi_2O_6$, durch Zerfall zu Orthoklas $KAlSi_3O_8$ und Nephelin $NaAlSiO_4$, mit Eisen zu Aegirin $Na\overset{III}{Fe}Si_2O_6$ u. s. w., der Kern $CaAl_2Si_4$ in Verbindung mit dem Kern $NaAlSi_2$ zu $NaAlSi_3O_8$ (Albit) und $CaAl_2Si_2O_8$ (Anorthit) nebst SiO_2 und damit zu den Plagioklasen, der Kern $\overset{II}{R}Si$ zu den Pyroxenen und Amphibolen, der Kern $\overset{II}{R}_2Si$ zu Olivin führen u. s. w.

Wenden wir nun unsere Aufmerksamkeit der Rubrik „Zahl" in der vorstehenden Tabelle zu, so finden wir die wichtige und belangreiche Thatsache, dass diese Zahl allenthalben nur wenig von 150 abweicht, d. h. also, dass die Gewichtseinheit des wasserfreien Gesteins in allen Gruppen und bei jeder beliebigen Zusammensetzung annähernd dieselbe Anzahl von Molekülen enthält. Da wir gesehen haben, dass das eigentlich Beherrschende und Ursprüngliche in der chemischen Constitution der Magmen die Metallatome sind, so muss diese merkwürdige Constanz in der Rubrik M.-A.-Z. noch deutlicher, in A.-Z. (Zahl der Metall- + Sauerstoffatome) mehr verhüllt hervortreten. Das ist thatsächlich der Fall. Nennenswerthe Abweichungen von den Durchschnittszahlen zeigen sich nur, wenn ein Magma sich in seiner Zusammensetzung der stöchiometrischen Proportion eines Minerals nähert. Zur Prüfung dieser auffallenden Constanz folgen hier die Durchschnitte, welche aus 242 Gesteinsanalysen berechnet wurden: 1) unter Ausschluss der mehr oder weniger abnormen Mischungen, 2) in Klammern mit Einschluss auch dieser. Es ergab sich

die Durchschnittszahl der	Moleküle	in den Alkaligesteinen . .	148 (149)
„ „ „	Metallatome	„ „ „ . .	183 (184)
„ „ „	Sauerstoffatome	„ „ „ . .	280
„ „ „	Gesammtatome	„ „ „ . .	464
die Durchschnittszahl der	Moleküle	in den Alkalikalkgesteinen	153 (156)
„ „ „	Metallatome	„ „ „	183 (184)
„ „ „	Sauerstoffatome	„ „ „	267
„ „ „	Gesammtatome	„ „ „	451
die Durchschnittszahl der	Moleküle	in allen Ergussgesteinen	150,5 (152,5)
„ „ „	Metallatome	„ „ „	183,0 (184,0)
„ „ „	Sauerstoffatome	„ „ „	273
„ „ „	Gesammtatome	„ „ „	456

Als Alkaligesteine sind hier, wie überhaupt in diesem Buch, die Gesteine der foyaitischen und theralitischen Magmen, als Alkalikalkgesteine die Gesteine der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen zusammengefasst. Danach wären die Alkaligesteine etwas höher oxydirt, als die Alkalikalkgesteine.

Nun ist ja von vornherein zu erwarten, dass die Anzahl der Moleküle in 100 Procenten eines Eruptivgesteins niemals den Quotienten $\frac{100}{60} \times 100 = 166$, d. h. den Procenten getheilt durch das Molekulargewicht der Kieselsäure,

des in grösster Menge vorhandenen Bestandtheils und mit 100 multiplicirt, erreichen[1]. Da die Molekulargewichte der übrigen Bestandtheile theils unter, theils über dem der Kieselsäure liegen, so kann diese Zahl niemals stark verschleiert werden. Addiren wir die 8 Molekulargewichte von $SiO_2 = 60$, $Al_2O_3 = 102$, $Fe_2O_3 = 160$, $FeO = 72$, $MgO = 40$, $CaO = 56$, $Na_2O = 62$ und $K_2O = 94$ und theilen durch 8, so wäre das Durchschnittsmolekulargewicht dieser Verbindungen $= 646/8 = 80.75$ und $\frac{100 \times 100}{80,75} = 124$ in runder Zahl wäre eine andere Grenze für die Molekularzahl. Dieselbe wird also mit Wahrscheinlichkeit immer zwischen 124 und 166 liegen. Ein — in der Natur nirgends vorkommendes — Gestein, welches aus je 12,5% SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O und K_2O bestände, hätte die Molekularzahl 145, und um diese Zahl müssten sich die Molekularzahlen aller bekannten Eruptivgesteine mit gewissen Abweichungen nach oben und unten bewegen. Es wäre also nicht richtig, wollte man in dem Gesetz von der Constanz der Moleküle, oder der Metallatome in der Gewichtseinheit aller Gesteine den Urquell und die letzte Ursache aller Gesetzmässigkeiten in der chemischen Constitution der Eruptivgesteine sehen. Davon überzeugt man sich auch leicht, wenn man die grosse Anzahl möglicher Combinationen der 8 Hauptbestandtheile aufsucht, deren Molekularzahl rund 150 sein würde und von denen die grösste Anzahl nicht in der Natur gefunden wird. Dass aber andererseits dieses Gesetz von der Constanz der Metallatome in der Gewichtseinheit eines Gesteins einer der Factoren sei, welche die Constitution der Eruptivmagmen bedingen, wird wahrscheinlich durch den geringen Betrag der Abweichungen von der Regel und durch eine ganze Reihe von Thatsachen, von denen hier nur eine und die andere hervorgehoben werden mag. Wo in den Alkaligesteinen CaO mit dem niedrigen Molekulargewicht 56 reichlicher auftritt, zeigt sich ein Anwachsen des K_2O mit dem höheren Molekulargewicht 94 gegenüber dem Na_2O mit dem niedrigeren Molekulargewicht 62, wie in den Leucitsyeniten, Borolaniten und ihren effusiven Aequivalenten, den Leucitophyren. Ebenso findet man in den MgO-reichen Endgliedern der gabbro-peridotitischen Magmen, wenn ein Alkali überhaupt in nennenswerther Menge vorhanden ist, zur Ausgleichung des niedrigen Molekulargewichts 40 der MgO das schwerere K_2O, wie in dem Glimmerperidotit vom Kalten Thal bei Harzburg.

Man wird also sagen dürfen, dass unter den zahllos vielen möglichen Mischungen in den Gesteinsmagmen die Natur der Regel nach und wesentlich nur solche ausbildet, deren Molekularzahl etwa 150 und deren Metallatomzahl etwa 183 ist, dass aber keineswegs alle die Mischungen auftreten, die dieser Anforderung genügen würden.

Ganggesteine.

§ 168. Die Ganggesteine haben ihren Namen davon, dass sie im Verhältniss zu ihrer Längenerstreckung mehr oder weniger schmale Spaltenräume in den Tiefengesteinen und ihrer Umgebung erfüllen

[1] Überschritten könnte diese Zahl nur in MgO- oder CaO-reichen Magmen werden, denen dann die übrigen Bestandtheile fehlen müssten.

und nirgends anders als in solchen Spaltenräumen selbständige geologische Körper bilden. Es ist dabei gleichgültig, ob die Spaltenräume saiger, geneigt oder schwebend verlaufen[1].

Die Ganggesteine sind nicht im vollen Umfange autonom und selbständig, insofern sie schon in ihrem Auftreten und ihrer geologischen Verbreitung an gewisse Tiefengesteine gebunden erscheinen und gewissermaassen zu deren Gefolgschaft gehören. Diese Abhängigkeit kommt auch stofflich dadurch zum Ausdruck, dass die Ganggesteine entweder denselben chemischen und Mineralbestand, aber andere Structur haben, als die Tiefengesteine, welche sie begleiten, oder dass sie Spaltungsproducte der Tiefengesteinsmagmen darstellen, die in ihren Endgliedern einen stofflich polaren Gegensatz zeigen. Das eine Endglied ist dann reicher an SiO_2 und den Oxyden der einwerthigen, ärmer an denen der zweiwerthigen Metalle, als das Tiefengestein, zu dem es gehört, während das andere Endglied ärmer an SiO_2 und verhältnissmässig ärmer an Alkalien, dagegen reicher an den Oxyden der zweiwerthigen Metalle ist. Endlich zeigt sich die Zugehörigkeit bestimmter Ganggesteine zu gewissen Tiefengesteinen darin, dass sie als Grenzfacies dieser und keiner andern vorkommen.

Nach diesem Abhängigkeitsverhältniss kann man bei den Ganggesteinen eine Gefolgschaft der granito-dioritischen, eine solche der foyaitisch-theralithischen und eine solche der gabbro-peridotitischen Tiefengesteine trennen und feststellen. Nach stofflichem Bestande und Structur ergeben sich innerhalb jeder dieser Gruppen drei Typen:

1) Die granitoporphyrischen Ganggesteine, welche den stofflichen Bestand der Tiefengesteine, aber eine porphyrische und zwar eine holokrystallin-porphyrische Structur haben,

2) die aplitischen Ganggesteine, welche stofflich den sauren Pol der Spaltungsreihe der Tiefengesteinsmagmen,

3) die lamprophyrischen Ganggesteine, welche stofflich den basischeren Pol der Spaltungsreihe der Tiefengesteine darstellen.

Wenn ein Tiefengestein oder Ergussgestein in Gangform auftritt, so wird es dadurch keineswegs ein Ganggestein.

---

[1] Es giebt einige wenige Gesteinstypen unter den Ganggesteinen, welche untrennbar sind von gewissen Ergussgesteinen geringer Masse und spärlichen Vorkommens; sie gehören der Familie der Limburgite und Augitite an. Auch besteht zwischen einzelnen Ganggesteinen und gewissen Ergussgesteinen eine nahe Verwandtschaft mit Beziehung auf stofflichen Bestand und Structur.

Granitporphyrische Ganggesteine.

§ 169. Alle granitporphyrischen Ganggesteine haben deutlich porphyrische Structur. Diese spricht sich meistens schon für das unbewaffnete Auge in einem Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse aus. Unter den Einsprenglingen treten die Feldspathmineralien und, wo er vorhanden ist, der Quarz besonders hervor und kehren dann regelmässig in einer jüngeren Generation auch in der Grundmasse wieder. Das ist keineswegs immer der Fall für die farbigen Gemengtheile; diese erscheinen nicht selten nur als Einsprenglinge und fehlen der Grundmasse vollständig. Sie bildeten sich also dann nur während der intratellurischen Periode. — Die Grundmasse ist gewöhnlich schon für Auge und Loupe, fast ausnahmslos für das Mikroskop phaneromer und holokrystallin; amorph erstarrte Reste des Magmas sind wesentlich auf gelegentliche Glaseinschlüsse der Gemengtheile beschränkt. Die Grundmasse als solche ist chemisch reicher an SiO_2 und Alkalien, als das Gesammtgestein, ärmer an den Oxyden der zweiwerthigen Metalle, als dieses. Das Mengenverhältniss zwischen Einsprenglingen, d. h. intratellurischen Bildungen, und Grundmasse, d. h. den Bildungen der Injectionszeit, ist ein in weiten Grenzen schwankendes. Im Allgemeinen gilt die Regel, dass der Idiomorphismus der Einsprenglinge mit der Menge der Grundmasse zunimmt und mit zunehmendem Korn derselben abnimmt. Bei recht phaneromeren Grundmassen geht die porphyrische Structur in die porphyrartige der Tiefengesteine über.

Die granitporphyrischen Ganggesteine erfüllen meistens mächtige Spaltenräume und treten besonders gern als Randfacies der Tiefengesteine auf.

Nach dem stofflichen Bestande unterscheidet man:

1) Die Familie der Granitporphyre.
2) Die Familie der Syenitporphyre.
3) Die Familie der Alkaligranitporphyre und Alkalisyenitporphyre.
4) Die Familie der Elaeolith- und Leucitporphyre.
5) Die Familie der Dioritporphyrite.
6) Die Familie der Gabbroporphyrite.

§ 170. Die **Granitporphyre** sind holokrystallin-porphyrische Ganggesteine, die in einer mittel- bis feinkörnigen, seltener dichten, dann hell- bis dunkelgrauen, gelblichen, röthlichen, seltener bräunlichen Quarz-Feldspathgrundmasse Einsprenglinge von herrschenden Alkali- und Kalknatronfeldspäthen und Quarz, daneben nicht allzu spärlich solche von Glimmer-, Amphibol- und Pyroxenmineralien führen. Nebengemengtheile sind Apatit,

Zirkon und Eisenerze; Übergemengtheile von einiger Verbreitung sind Titanit, Cordierit oder Pinit, Turmalin, Orthit, Granat; gelegentlich finden sich auch Topas und Zinnerz.

Unter den Feldspatheinsprenglingen herrscht der derbe, weisse, graue, oft rothe, bei sehr frischen Gesteinen adularähnliche und dann farblose Orthoklas in Individuen, deren Dimensionen von wenigen Millimetern bis zu mehreren Centimetern wechseln, wobei die Grösse derselben in ziemlich regelmässiger Weise mit der Korngrösse der Gesteinsgrundmasse zu- und abnimmt. Sie sind idiomorph und werden begrenzt von den Spaltflächen nebst Prisma und dem steilen (y), seltener dem stumpfen (x) Hemidoma bei bald dicktafelförmigem Habitus nach M, bald prismatischer Entwickelung nach der Kante P/M, seltener isometrischer Ausbildung mit P, M, y in ungefährem Gleichgewicht. Die Flächen n, z, o treten nur untergeordnet auf. Zwillingsbildung nach Karlsbader Gesetz ist äusserst verbreitet. Die Orthoklase umschliessen oft Individuen der farbigen Gemengtheile, zumal Biotit, in centraler oder zonarer Anordnung. — Mikroklin vertritt den Orthoklas weit seltener, als in den Graniten; auch mikroperthitische Verwachsungen mit Albit werden seltener beobachtet. — Die Kalknatronfeldspäthe gehören der Oligoklas- oder Andesin-, sehr selten der Labrador-Reihe an, letzteres besonders bei pyroxenreichen Granitporphyren. Sie bilden nicht selten die Kerne von Orthoklas oder liegen in demselben unregelmässig eingebettet. — Die Verwitterungsvorgänge sind dieselben, wie bei den Graniten; sie beginnen gern vom Centrum aus.

Die Quarzeinsprenglinge zeigen die Form des Dihexaëders $\pm R$, oft mit schmalem ∞R; starke Abrundung der Kanten und Ecken ist verbreitet und schreitet bis zu tiefer magmatischer Corrosion der Umrisse oft schon in makroskopischer Erkennbarkeit vor. Neben denselben sehr verbreiteten Flüssigkeitseinschlüssen, wie im Granit, sind Glaseinschlüsse nicht allzu selten. Dass die chemische Corrosion des Quarzes ein magmatischer Vorgang war, beweist der Umstand, dass die Corrosionsräume von Gesteinsgrundmasse erfüllt werden in gleicher Entwicklung, wie im Gestein selbst. Der Quarz ist jünger als die Feldspäthe.

Über die Glimmer (durchweg dunkle Glimmer der Biotitreihe, seltener daneben Muscovit), den Amphibol (gemeine Hornblende) und Pyroxen (grüner Diopsid, vereinzelt auch Bronzit) gilt das bei Granit Gesagte (§ 74); alle diese Mineralien sind als Einsprenglinge idiomorph und älter als die Feldspäthe. — Auch die Nebengemengtheile und Übergemengtheile weichen in Nichts von denen der Granite ab.

Die Grundmasse der Granitporphyre besteht wesentlich aus Alkalifeldspath und Quarz, oft ohne jede weitere Beimengung, in andern Fällen mit geringen Mengen von Kalknatronfeldspath, Biotit, Muscovit, Hornblende und Pyroxen. Die Art der Verwebung der beiden Hauptcomponenten ist eine verschiedene. In sehr vielen Fällen ist der Orthoklas idiomorph mit isometrischer Ausbildung von P, M und y, nur bei basischeren Gliedern der Reihe auch wohl gestreckt nach der Kante P/M und der Quarz verkittet die Feldspathindividuen.

Eine solche Ausbildung nennt man **mikrogranitisch** (Fig. 31); gelegentlich ist auch der Quarz der Grundmasse idiomorph und es zeigt sich dann in kleinen Mengen eine dritte Generation von Verfestigungsproducten welche gewissen Bildungen in Effusivgesteinen entspricht. — In andern ebenso häufigen Fällen sind der Orthoklas und Quarz der Grundmasse nach Art der Schriftgranite derart verwoben, dass in grösseren einheitlichen Feldern des ersten zahlreiche Individuen des zweiten in paralleler Stellung eingewachsen sind. Diese Art der Ausbildung (Fig. 32) nennt man **granophyrisch**. Mit derselben treten dann auch höchst mannichfache, büschelförmige, eisblumenartige, sphärolithähnliche Gebilde auf, die sämmtlich aus Feldspath und Quarz in gesetzmässiger Durchdringung und Verwachsung bestehen. In gewissem Sinne vermittelt zwischen der mikrogranitischen und granophyrischen Structur eine Ausbildung der Grundmasse, wobei rundliche Quarzkörner regellos in grösseren Feldspathindividuen eingebettet sind; man nennt diese Art der Verwachsung **poikilitisch**. — Granophyrische und mikrogranitische Ausbilduung treten nicht nur in gesonderten Gängen, sondern oft auch in ein und demselben Gange auf; dann findet sich die feinkörnig mikrogranitische an den Salbändern, die granophyrische mehr central, während oft noch in der Mitte mächtiger Gänge dann wieder eine grobkörnig mikrogranitische



Fig. 31. Granitporphyr, mikrogranitisch. Ernsthofen, Odenwald. Vergr. 30 : 1.



Fig. 32. Grundmasse bei + Nic. Granitporphyr. granophyrisch. Schlüchtthal, Schwarzwald. Vergr. 30 : 1.

bis porphyrartige Structur erscheint. In sehr schmalen Apophysen und am unmittelbaren Salband begegnet man gelegentlich den mikrofelsitischen Structurformen der Liparite und Quarzporphyre. — Fluidale Phänomene sind nicht gerade selten.

Nach ihrem chemischen und Mineralbestande entsprechen die Granitporphyre den normalen oder Alkalikalk-Granitgesteinen und wiederholen in der Vergesellschaftung der farbigen Gemengtheile fast alle die Typen dieser, so dass also granitporphyrische Ausbildung der Granitite, Amphibolgranitite, Pyroxengranitite und Granite, sowie ihrer Zwischenformen bekannt sind. Dagegen kennt man bisher kein granitporphyrisches Analogon zu reinen Pyroxen- oder Amphibolgraniten und solche der Alkaligranite sind nur ganz vereinzelt nachgewiesen, und werden bei den Alkalisyenitporphyren ihre Besprechung finden. — Die chemische Zusammensetzung geben die Analysen 1—9a; man vergleiche die Tabelle auf S. 78 und 79, auch mit Beziehung auf die specifischen Gewichte. In mehreren Verbreitungsgebieten gehen die Granitporphyre durch Zwischenglieder in die Syenitporphyre über, ganz ebenso wie die Granite in die Syenite; zur Erläuterung dieser Übergänge in stofflicher Beziehung dienen die Analysen 10—12 im Vergleich mit 1—9a.

Die Granitporphyre sind in mächtigen, oft meilenweit anhaltenden und in schmaleren Gängen ausserordentlich verbreitet in den grossen Granitmassiven und ihrer Umgebung, so in mehreren Typen in den Vogesen (Analyse 5 und 6) zwischen Breuschthal und dem Südende des Gebirges, bald mikrogranitisch, bald granophyrisch, bald als quarzreiche Granititporphyre (Gegend von Gerardmer), bald als hornblende- und diopsidführende Granititporphyre von normalem Quarzgehalt (Umgebung des Hochfeld im Unterelsass), bald als quarzarme, biotit- und diopsidreiche Gesteine, die zu Syenitporphyren hinüberspielen. — In ähnlicher Mannichfaltigkeit treten sie im Schwarzwald auf, nicht selten mit reichlichem Pinit, oft sehr quarzporphyrähnlich (ältere Quarzporphyre der Schwarzwald-Geologie) vom Rheinthale bei Waldshut bis ins Murgthal bei Gernsbach. — Eine grosse Rolle spielen die Granitporphyrgänge von nordsüdlicher Streichrichtung im inneren Odenwald (Analyse 4), so bei Modau, Ramstadt u. s. w. — Berühmt sind die mächtigen Granitporphyrgänge, welche in NS.-Richtung das Erzgebirge von der böhmischen Grenze bis in die Gegend von Dippoldiswalde durchsetzen. Ebenso treten sie im böhmisch-bayrischen Waldgebirge, in Thüringen (Analyse 2), in Schlesien (Analyse 3) u. s. w. auf. — Zweiglimmerige Granitporphyre (Elvane) scheinen gern in Verbindung mit zinnerzführenden Graniten (Cornwall) vorzukommen. — Durch die Mannichfaltigkeit seiner Structur ist der „Bode-

	1a.	1b.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9a.	9b.	9c.	10.	11.	12.
SiO_2 .	70,40	72,30	64,65	66,57	67,25	68,63	70,31	71,60	66,28	71,51	60,16	46,54	62,80	62,07	61,87
TiO_2 .	0,28	0,11	0,50	Sp.	—	—	—	—	0,54	0,10	0,20	0,96	—	—	—
Al_2O_3 .	15,29	15,04	14,13	15,59	17,19	17,18	14,94	13,60	16,03	12,82	13,18	16,88	15,94	18,59	15,76
Fe_2O_3 .	0,09	0,64	5,24	0,37	1,35	3,59	0,24	2,40	1,80	2,09	8,88	3,20	4,36	6,19	—
FeO . .	1,69	1,28	3,02	4,25	—	0,20	2,14	—	1,88	1,40	3,15	7,41	—	0,06	7,31
MnO .	—	—	Sp.	—	—	—	Sp.	—	0,05	—	0,22	—	—	—	0,28
MgO .	0,58	0,59	1,41	1,88	2,12	1,11	1,53	0,21	1,12	0,17	1,03	9,77	3,96	1,94	1,48
CaO .	1,62	1,59	1,65	1,85	3,50	2,41	0,83	2,30	3,75	1,09	3,89	9,54	3,54	5,03	2,04
Na_2O .	4,09	1,02	2,78	3,69	1,84	2,11	2,62	5,55	4,10	4,24	3,42	3,14	2,59	2,46	3,67
K_2O . .	3,89	4,95	5,26	5,27	5,82	3,67	5,61	3,53	3,49	4,52	3,53	0,63	5,78	3,01	4,29
H_2O . .	1,13	2,18	1,97	0,52	0,88	1,07*	1,51	0,70*	0,39	1,23*	1,90*	0,69*	0,74	1,50*	0,75
P_2O_5 . .	0,22	0,19	—	Sp.	—	—	—	—	0,30	Sp.	Sp.	Sp.	0,36	—	—
Sa. . .	99,51	100,02	100,90	100,09	99,95	99,97	99,73	99,89	99,81	99,17	99,56	98,76	100,07	100,85	100,54
Sp. G. .	2,68	2,697	2,659	2,637	2,486	2,616	—	2,670	—	—	—	—	—	2,727	2,69

* Glühverlust.

1a. Granitporphyr des Bodegangs. Harz. Kestenthalrücken. Bodethal. Mit 0,23 FeS_2.) Gangmitte.

1b. Granitporphyr des Bodegangs, hornsteinporphyrartig. Ebenda. (Mit 0,13 FeS_2.) Salband.

2. Granitporphyr. Corällchen bei Liebenstein. Thüringen. (Mit 0,29 CO_2.)

3. Granophyr. Kirche Wang. Schlesien. (Mit Spur CO_2 und CuO.)

4. Granitporphyr. NW. Ober-Ramstadt an der Bahn. Odenwald. (Sp. G. kann nicht richtig sein.)

5. Granophyr. Fontaine Laquiante. Kirneckthal b. Barr. Vogesen.

6. Granitporphyr. SW. Prèrebois. Oberes Weilerthal. Vogesen.

7. Granophyr. Carrock Fell. Nord-England.

8. Granitporphyr. Mariposa Co. Sierra Nevada. U. S. A. (Mit 0,08 BaO)

9a—9c. Gemischter Gang von Brefven in Nerike. Schweden. 9a. Granophyr. 9b. Zwischengestein. 9c. Olivindiabas.

10. Glimmeraugitsyenitporphyr. Chaume de Lusse. Klein-Rumbachthal. Weilerthalgebiet. Vogesen.

11. Hornblendesyenitporphyr, nicht frisch. Andlauthal unterhalb Hohwald. Vogesen.

12. Hornblendesyenitporphyr, unfrisch. An der Kirche in Trautenstein. Harz. (Mit 3,09 CO_2).

gang" im Harz (Analyse 1a und 1b) zwischen dem Brocken- und Ramberg-Granitmassiv wichtig geworden. — Constanter Turmalingehalt charakterisirt die schönen tertiären Granitporphyre der Insel Elba; Cordierit und Pinit zieren die ebenfalls tertiären Gänge der Gegend von Campiglia Maritima in der Maremma.

Bedeutsam durch die dynamometamorphen Phänomene sind die alpinen Granitporphyre des Montblanc-Gebietes und der Zillerthaler Alpen (Griesscharte) und die richtiger als Aplitporphyr zu bezeichnenden, WNW. streichenden Gesteine des Grosssachsener Thales im Odenwald nördlich Heidelberg.

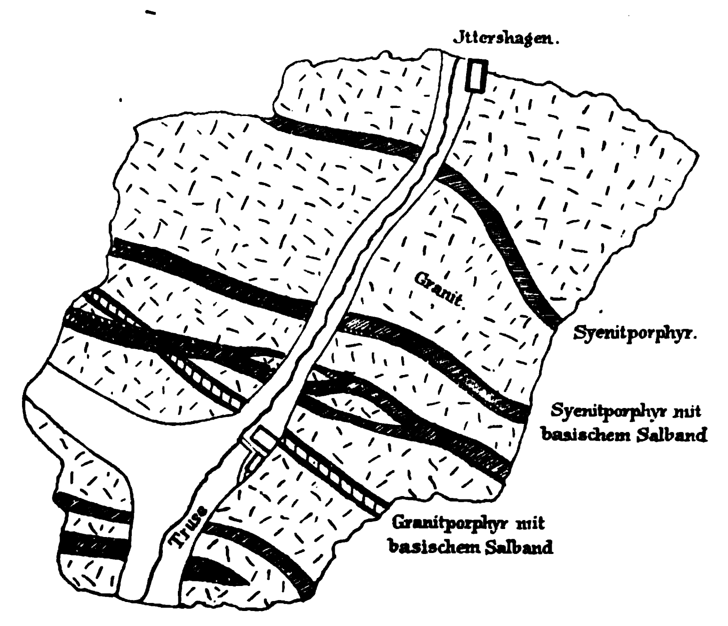


Fig. 33. (Nach Bücking.) Gemischte Gänge im Trusethal, Thüringen.

Einen eigenen Typus stellen die dunklen, diopsid-, bronzit- und biotitreichen Granitporphyre der Gegend von Taucha bei Leipzig dar, welche die Pyroxenquarzporphyrdecken jener Gegend durchsetzen und Pyroxengranitporphyre genannt werden. Sie stehen den Syenitporphyren chemisch näher.

§ 171. In der Gegend von Liebenstein in Thüringen und im unteren Trusenthale zwischen Schmalkalden und Brotterode zeigt sich bei Granitporphyrgängen vielfach die Erscheinung, dass die Gangmitte aus einem normalen granitporphyrischen (oder syenitporphyrischen) Gesteinsmaterial besteht, während die Salbänder beiderseits, und oft sehr symmetrisch aus dunkleren und basischeren, melaphyrähnlichen Gesteinsmassen gebildet werden (Fig. 33). Es kommt auch ein dreifacher Wechsel des Gesteinsmaterials in derselben Gangmasse vor. Solche Gänge heissen gemischte Gänge und zeigen in einer der geologischen Erscheinungsform angepassten Vertheilung

dieselben Spaltungsregelmässigkeiten, wie die Tiefengesteine mit basischer Randfacies. Weit seltener ist es, dass das Gesteinsmaterial nicht senkrecht, sondern parallel zum Gangstreichen sich ändert. Von einem solchen Gange von Brefven in Nerike, Schweden, stammen die zur Beleuchtung der Spaltungsregelmässigkeiten mitgetheilten Analysen 9a—9c (S. 201). Der Übergang zwischen den verschiedenen Füllmassen in solchen gemischten Gängen ist meistens ein zwar sehr rascher, aber kein abrupter, selten ein mehr allmähliger. — Das spätere Wiederaufreissen einer bereits gefüllten Gangspalte und nochmalige Füllung des Risses mit einem zweiten, verschiedenen Magma soll auch vorkommen.

§ 172. Die **Syenitporphyre** sind holokrystallin-porphyrische Ganggesteine, welche in einer dichten, seltener feinkörnigen Grundmasse von röthlicher bis brauner oder graugelber bis graugrünlicher Farbe herrschend Einsprenglinge von Alkalifeldspath und Kalknatronfeldspath, spärlicher solche von Biotit, Hornblende oder Diopsid führen. — Nebengemengtheile sind Apatit, Zirkon und Eisenerze. — Je nach dem vorherrschenden farbigen Gemengtheil unterscheidet man Glimmersyenitporphyre, Hornblendesyenitporphyre nnd Augitsyenitporphyre.

Die Einsprenglinge werden selten centimetergross. Der Orthoklas ist tafelförmig nach M oder säulenförmig nach der Kante P/M; bei der Verwitterung färbt er sich roth oder braun durch Eisenoxyde, oder grünlich bis gelblich durch Epidotbildung; — die Kalknatronfeldspäthe gehören der Oligoklas-, Andesin- und Labradorreihe an, soweit Bestimmungen vorliegen, und verwittern wie die Orthoklase. — Die farbigen Gemengtheile sind idiomorph, verwittern aber sehr leicht, so dass Pseudomorphosen von Chlorit mit Calcit oder Epidot an ihre Stelle treten, wodurch die Gesteine grüngefleckt erscheinen.

Die Grundmasse besteht, wie bei den Granitporphyren, aus idiomorphem Orthoklas mit wechselnden, oft nicht unbeträchtlichen Mengen von kurzleistenförmigem Plagioklas und Quarz. Seltener bilden Feldspath und Quarz ein allotriomorphes Aggregat. Eine zweite Generation der farbigen Gemengtheile kommt häufiger vor, als bei Granitporphyren. Die Structur ist mikrogranitisch; äusserst selten finden sich granophyrische Bildungen. Randliche Verdichtungen sind häufig in den Gängen.

Die nahe chemische Verwandtschaft der Syenitporphyre mit den Granitporphyren zeigen die Analysen 10—12 auf S. 201, ebenso das höhere specifische Gewicht. Das häufige Brausen dieser Gesteine bei Betupfung mit Salzsäure beweist die verbreitete Carbonatbildung unter Einwirkung der Atmosphärilien.

Die Syenitporphyre kommen gern in Gesellschaft von Granitporphyren vor, so die Glimmersyenitporphyre, hier ohne, dort mit Hornblende und Diopsid, im Schwarzwald, in Thüringen, im Harz, in der Gegend von Beucha bei Leipzig (hier wohl mit den Pyroxengranitporphyren zusammengehörig) u. s. w.

§ 173. Die Alkaligranitporphyre und Alkalisyenitporphyre sind holokrystallinporphyrische Ganggesteine, welche in einer dichten bis feinkörnigen, hell- bis dunkelgrauen, auch graugrünlichen, bläulichgrauen oder bräunlichgrauen, sehr selten röthlichen Grundmasse Einsprenglinge von Alkalifeldspäthen, die erstgenannten auch von Quarz, und meist recht spärlichen Mineralien der Biotit-, Amphibol- und Pyroxenfamilie führen. Nebengemengtheile sind Apatit, Zirkon und sehr spärliche Eisenerzpartikel. — Durch höheren Gehalt an SiO_2, womit dann auch das Auftreten von Quarzeinsprenglingen verbunden zu sein pflegt, unterscheiden sich die Alkaligranitporphyre von den Alkalisyenitporphyren.

Die Feldspatheinsprenglinge sind tafelförmig nach M, im frischen Zustand von Sanidin-ähnlichem Aussehen, oft verzwillingt nach Karlsbader Gesetz, und gehören theils dem Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit, theils dem Mikroklin und Sanidin, theils dem Anorthoklas (Analyse a), hie und da dem Albit an. Kalknatronfeldspäthe fehlen ganz oder erscheinen spärlich in den Grenzformen nach den normalen Syenitporphyren hin. Tritt neben Feldspath auch Quarz spärlich oder reichlicher hinzu, so hat man die Quarzalkalisyenitporphyre (Analyse 5—7) und Alkaligranitporphyre (Analyse 1), welche bis dahin ausser den in der Analysentabelle angegebenen Vorkommnissen kaum bekannt sind.

Die farbigen Gemengtheile sind bald schwarzbrauner, sehr eisenreicher Biotit in hexagonalen Täfelchen, bald ein an Fe und Alkalien reicher, oft blau, auch braun durchsichtiger katophoritischer, arfvedsonitischer oder barkevikitischer Amphibol, bald Diopsid (oft mit Aegirinrändern) oder Aegirinaugit.

Die Grundmassen sind, wenn quarzfrei, vorwiegend aus fluidal geordneten dünnen Tafeln nach M, seltener aus isometrischen Individuen von Alkalifeldspäthen nebst meistens spärlichen, seltener reichlichen Mikrolithen der farbigen Gemengtheile aufgebaut. Mit dem Eintritt von Quarz wird die Grundmasse derjenigen der Syenitporphyre ähnlicher. Plagioklas fehlt ganz oder erscheint nur sehr untergeordnet.

Die chemische Constitution der durch mannichfache Übergänge verbundenen Alkaligranitporphyre und Alkalisyenitporphyre geben die Analysen 1—12, S. 205. Übergangsformen hat man wohl Quarzalkalisyenitporphyre genannt. Das Unterscheidende gegenüber den Syenitporphyren liegt in der starken Vorherrschaft der Alkalien über MgO und CaO. — Mit abnehmendem SiO_2-Gehalt verlaufen die Alkalisyenitporphyre in die Elaeolithporphyre; ein Zwischenglied zwischen beiden Gruppen stellt das Gestein der Analyse 13 dar. (Man vergleiche die Analysen der Tabelle S. 114). Nach ihrem Mineralbestande würde man die Alkalisyenitporphyre in Pulaskitporphyre, Umptekitporphyre u. s. w. gliedern können. Der Nephelinrhomben-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	a.
SiO_2	72,42	68,88	60,60	68,65	66,22	68,96	67,16	63,02	67,53	60,57	64,45	56,71	56,04	50,99	45,18	45,64	57,20	65,00
TiO_2	0,40	Sp.	0,71	0,20	0,22	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	2,44	Sp.	—
Al_2O_3	13,04	14,96	18,28	18,31	16,25	15,25	14,53	14,87	18,57	19,05	16,31	20,98	22,15	24,66	23,31	19,50	20,04	18,22
Fe_2O_3	0,68	0,64	2,85	0,56	1,98	3,28	4,17	6,53	1,13	5,29	6,49	2,60	1,06	2,33	6,11	3,47	2,90	2,64
FeO	2,49	4,64	2,67	0,08	0,16	—	—	—	0,08	—	—	—	3,28	2,21		3,34	1,20	—
MnO	0,09	Sp.	—	Sp.	Sp.	0,23†	—	0,46†	Sp.	—	—	—	—	—	—	0,19	Sp.	—
MgO	0,58	0,37	0,52	0,12	0,77	0,20	0,41	0,95	0,24	1,56	0,30	0,79	1,12	1,54	1,45	3,04	0,40	0,06
CaO	0,66	1,74	0,99	1,00	1,32	0,76	1,26	1,12	0,55	0,92	1,10	1,07	2,42	2,13	4,62	4,45	3,19	1,06
Na_2O	3,44	3,83	6,66	4,86	6,49	5,45	5,55	5,85	11,50	5,55	5,00	3,71	8,39	11,36	11,16	11,57	7,85	8,40
K_2O	4,97	4,97	5,73	4,74	5,76	5,01	6,10	5,62	0,10	6,29	5,45	8,65	5,03	4,39	5,94	6,96	4,12	4,18
H_2O	1,21	0,24*	0,69	0,83	0,24	0,91*	1,10*	1,15*	0,31	1,60	0,82*	5,00	0,67*	0,63*	1,14*	0,16*	2,20	0,46
P_2O_5	0,20	—	0,15	Sp.	0,10	—	—	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—	0,22	—
Sa.	100,33	100,33	99,85	99,88	99,89	100,05	100,28	99,87	100,34	100,83	99,92	99,51	100,16	100,24	98,91	100,76	99,42	100,02
Sp. G.	2,620	—	—	—	—	—	—	2,669	—	—	—	—	—	—	—	—	2,578	2,577

* Glühverlust. † ist MnO_2.

1. Alkaligranitporphyr. Pigeon Point. Minnesota. (Mit 0,15 BaO. Spuren von Li_2O, SrO, Cl.)
2. „ Squam Light. Cape Ann. Mass. (Mit 0,06 hygroskop. Wasser.
3. Bostonitischer Alkalisyenitporphyr mit katophoritischer Hornblende. Conny Island. Salem Harbour. Mass. U. S. A.
4. Alkaligranitporphyr mit Einsprengl. von Orthoklas und Oligoklas; Grundmasse wesentlich Quarz und Anorthoklas. Little Rocky Mts. Central Montana. U. S. A. (Mit 0,13 BaO, 0,10 SrO, 0,27 hygroskop. Wasser, 0,03 Cl, Spur Li_2O, Fl, SO_3).
5. Quarzalkalisyenitporphyr. Gray Butte. Bearpaw Mts. Montana. (Mit 0,29 BaO, 0,06 SrO, 0,02 SO_3, 0,04 Cl und Spur Li_2O und Fl.)
6. „ Rand Hill. Nördl. Adirondacks. U. S. A.
7. „ Upper Chateaugay Lake. Adirondacks. U. S. A.
8. Alkalisyenitporphyr. Rand Hill. Northern Adirondacks. U. S. A.
9. „ Tuolumne Co. Sierra Nevada. U. S. A. (Mit 0,15 hygroskop. Wasser.)
10. Alkaliaugitsyenitporphyr. Mount Leinster. Omeo District. Victoria. Australien.
11. Alkalisyenitporphyr. Canzocoli. Predazzo. Tirol.
12. Alkaliaugitsyenitporphyr. Monzoni. Gang in Kalkstein. Tirol.
13. Nephelinrhombenporphyr. Vasvik bei Laurvik. Norwegen.
14. Elaeolithporphyr. Lougenthal. Südnorwegen.
15. „ Beemerville. N. J., U. S. A.
16. „ Zwischen Kleinem und Grossem Wudjaur. Umptek. Kola.
17. „ Gegend von Predazzo. Südtirol. (Mit 0,10 Cl, Spur SO_3.)

a. Anorthoklas aus 1. Alkaligranitporphyr. Pigeon Point, Minnesota.

porphyr (Analyse 13) wäre dann ein Laurvikitporphyr. — Durch starke Abnahme der farbigen Gemengtheile gehen die Alkalisyenitporphyre in die Bostonitporphyre über.

Die Alkaligranit- und -syenitporphyre gehören zur Gefolgschaft der Alkaligranite, Alkalisyenite und Elaeolithsyenite. Dem entspricht ihre Verbreitung im Eruptivgebiet von Christiania (Nakholmen, Bygdö, Killingen, Huk, Linderudbråten u. s. w.) in Verbindung mit Bostoniten und mit Zwischengliedern nach den normalen Syenitporphyren hin, wie sie auch bei Tichlowitz an der Elbe mit Essexit vergesellschaftet erscheinen. Ebenso treten sie in den Staaten Rio de Janeiro und S. Paulo (mit accessorischem Elaeolith) des früheren Kaiserreichs Brasilien, in der Umgebung von Salem, Mass. (Analyse 2 und 3, Bostonitporphyr) und in New Hampshire, sowie in Montana (Analyse 4 und 5), in Grönland u.s.w. in Verbindung mit Alkalisyeniten und Elaeolithsyeniten auf. Durch die Analysen 11 und 12 wird ihre Association mit dem Tiroler Monzonit, durch Analyse 10 ihr Auftreten in Victoria in unbekannter Association dargethan. Ebenso sind die näheren Beziehungen der Alkalisyenitporphyre der Grafschaft Tuolumne in der Sierra Nevada, Californien, (Analyse 9) zu andern Eruptivgesteinen wenig bekannt. Die Vorkommnisse aus der Umgebung des Lake Champlain in den Adirondacks (Analyse 6—8) schliessen sich wohl dem syenitischen Eruptivgebiet von Montreal an. Sie sind jünger als die Anorthosite, dagegen sollen sie nach Cushing älter sein, als der Potsdam-Sandstein, in welchem sie an einer Stelle als Gerölle von ihm beobachtet wurden. Der Elaeolithsyenit von Montreal hat Trentonkalk metamorphosirt.

Zu den Alkalisyenitporphyren gehören auch die Rhombenporphyr-Gänge des Gebiets von Christiania, die wegen ihrer Identität mit den Decken dieses Gesteins später ihre Behandlung finden werden.

§ 174. Die Elaeolithporphyre sind holokrystallinporphyrische Ganggesteine, welche in einer feinkörnigen bis dichten, im frischen Zustand grauen bis grünlichgrauen, im verwitterten oft ziegelrothen oder bräunlichen Grundmasse Einsprenglinge von Alkalifeldspäthen und von Elaeolith (Nephelin) führen. Die farbigen Gemengtheile gehören meistens dem Aegirinaugit und Aegirin oder dem Diopsid (oft mit alkalireichen Mänteln), seltener dem Biotit oder einer alkali- und eisenreichen Hornblende an, und treten nur hie und da einsprenglingsartig hervor. Die Neben- und Übergemengtheile sind dieselben, wie bei den Elaeolithsyeniten, treten aber anscheinend mehr in den Hintergrund. — Die Grundmasse ist ein hypidiomorph-körniges Gemenge von Alkalifeldspath und Elaeolith (Nephelin), dem die farbigen Gemeng-

theile gern in mikrolithischer Ausbildung beigemischt sind. Durch starkes Anwachsen dieser vollzieht sich der Übergang der Elaeolithporphyre in Tinguáitporphyre.

Die chemische Zusammensetzung der Elaeolithporphyre ergiebt sich aus Analyse 14—17, S. 205. Das starke Anwachsen der Oxyde von Fe, Mg und Ca mit sinkendem SiO_2-Gehalt ist z. Th. nur ein scheinbares, z. Th. (bei Analyse 15 und 16) durch Annäherung an tinguáitischen Charakter bedingt.

Die Elaeolithporphyre treten allenthalben mit Elaeolithsyenit und seinen Verwandten, oder mit Essexit und Monzonit vergesellschaftet auf. Das von OSANN und HLAWATSCH untersuchte Gestein (Anal. 17) enthält Einsprenglinge von Kryptoperthit, Mikroklin und Labrador, die reichlich idiomorphen Nephelin und Sodalith einschliessen. Diopsid, z. Th. mit Alkaligehalt und hastingsitische Hornblende sind die farbigen Einsprenglinge, neben denen Granat in Rhombendodekaëdern und Körnern sehr reichlich vorkommt. Wenig Biotit, Erze, Apatit und Titanit sind die Übergemengtheile. Die feinkörnige Grundmasse besteht aus denselben Feldspäthen, aus reichlichem Nephelin und Mineralien der Sodalithgruppe. Allbekannt sind die ziegelrothen sogen. Liebeneritporphyre des Fleimser Thals in Südosttirol, deren grüner Liebenerit eine pinitoidische Pseudomorphose nach Nephelin ist und die in ganz gleicher Ausbildung auch auf Alnö vorkommen. Nahe verwandt ist der Gieseckitporphyr von Akuliarusek in Grönland, dessen Gieseckit ebenfalls ein wesentlich in Muscovit umgewandelter Nephelin ist. In frischem Zustande erscheinen die Elaeolithporphyre im Pulaskit und Foyait der Serra de Monchique, im Laurvikit des südlichen Norwegens (Analyse 14), in den Elaeolithsyeniten von Arkansas und Poços de Caldas in S. Paulo, Brasilien, bei Beemerville, N. J., (Analyse 15), in Lagergängen parallel der Bankung des Tiefengesteins im Lujaurit des Umptek auf der Halbinsel Kola (Analyse 16), im Essexit von Rongstock u. a. a. O.

Wie alle granitporphyrischen Ganggesteine erscheint auch der Elaeolithporphyr gar gern als randliche Facies der Elaeolithsyenite und geht dann nach dem Salbande hin seinerseits wohl in Tinguáitporphyr über.

§ 175. Die Leucitporphyre enthalten in einer feinkörnigen grünlichgrauen Grundmasse von der Zusammensetzung der Leucitsyenite Einsprenglinge von Pseudoleucit, wie sie oben S. 122 beschrieben wurden, die bis zu Faustgrösse anwachsen können; daneben Alkalifeldspath, auch wohl hie und da Elaeolith und gelegentlich Biotit oder Aegirinaugit. Man kennt diese Gesteinsform bisher nur aus dem Gebiet der Elaeolithsyenite der Serra dos Poços de Caldas in S. Paulo, Brasilien, und von Magnet Cove in Arkansas, sowie aus

dem Eruptivstock von Oberwiesenthal im Erzgebirge, wo sie mit tinguáitischen und nephelindoleritischen Felsarten auftreten.

Durch starkes Anwachsen des in den Leucitporphyren oft accessorischen Melanit entwickeln sich in Arkansas aus denselben borolanitporphyrische Gesteinsformen.

§ 176. Die Dioritporphyrite sind holokrystallinporphyrische Ganggesteine, welche in einer feinkörnigen bis dichten, vorwiegend grünlichen, auch grauen bis violettgrauen, sehr selten rothbräunlichen bis braunen Grundmasse Einsprenglinge von Kalknatronfeldspäthen und solche von Biotit, Hornblende oder Augit enthalten. Die Quarzdioritporphyrite unterscheiden sich nur durch das Hinzutreten des Quarzes zu den Einsprenglingen. Die Nebengemengtheile sind Apatit, Zirkon und Eisenerze; verbreitete Übergemengtheile sind der Orthit, der Granat und der Titanit.

Die Plagioklaseinsprenglinge pflegen Tafelform nach M zu besitzen und werden von P, M, T, l, y und x als herrschenden Flächen begrenzt. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allverbreitet und sehr oft mit dem Karlsbader Gesetz combinirt. Eine fast nie fehlende Zonarstructur ist die Folge eines nach aussen hin zunehmenden Albitgehaltes der Krystalle. Die Kerne haben oft die Zusammensetzung basischer Labradore, seltener die noch anorthitreicherer Mischungen, während die äusseren Schalen gelegentlich bis zum sauren Oligoklas hinaufsteigen und eine äusserste Schale oft dem Orthoklas angehört. Je nach dem Überwiegen der kalkreicheren oder der kalkärmeren Mischungen liefern die Plagioklaseinsprenglinge bei der Analyse dann die Zusammensetzung eines Labradors, eines Andesins oder eines Oligoklas. — Der Biotit ist idiomorph, wird mit brauner Farbe durchsichtig und ist nach der Häufigkeit der Rutilausscheidung bei Verwitterung reich an TiO_2. — Die Hornblende ist idiomorph in schlanken Säulen, braun, seltener grün durchsichtig, beide Farben wohl auch nach Kern und Schale wechselnd; der Pyroxen in kurzen gedrungenen Säulen gehört zum hellgrün durchsichtigen Diopsid. Im Dioritporphyrit des Suldenferners ergab seine Analyse: $SiO_2 = 55{,}08$, $Al_2O_3 + FeO = 10{,}23$, $MgO = 14{,}72$, $CaO = 19{,}30$, Sa. $= 99{,}33$. In gewissen Typen der Dioritporphyrite kommt auch Bronzit als Einsprengling und wesentlicher Gemengtheil vor. — Die Verwitterung der Gemengtheile verläuft ebenso, wie in den Dioriten.

Die Grundmasse hat in den sauren Gliedern der Dioritporphyrit-Familie die mikrogranitische Structur, wie in den Granit- und Syenitporphyren und besteht wesentlich aus einem Gemenge von Plagioklas, der albitreicher ist als die Einsprenglinge und die Zusammensetzung der äusseren Schalen dieser hat, mit Quarz und wechselnden Mengen von Orthoklas. Granophyrische Plagioklas-Quarzaggregate sind nicht ganz selten. Farbige Gemengtheile zweiter Generation sind nur spärlich beigemischt, wenn sie nicht ganz fehlen. — Mit abnehmendem Gehalt an SiO_2 wird der Quarz in der Grundmasse spärlicher und verschwindet endlich fast ganz. Aber der Quarz bleibt weit länger erhalten in der Grundmasse, als unter den Einsprenglingen, und fehlt unter den Einsprenglingen gar oft selbst dann, wenn

man ihn hier nach dem SiO_2-Gehalte des Gesteins erwarten müsste. Er hat als Einsprengling und in der Grundmasse genau dieselbe Gestaltung, wie in den Granitporphyren. — Mit Abnahme des Grundmassenquarzes pflegen die Plagioklase der Grundmasse mehr und mehr leistenförmig zu werden und die farbigen Gemengtheile kehren in einer zweiten Generation reichlich wieder, während zugleich die Feldspatheinsprenglinge dann zurücktreten (Vintlit-Typus) und ein Übergang zu lamprophyrischem Habitus sich vollzieht.

Nach chemischem (Tabelle S. 210) und Mineralbestande kehren bei den Dioritporphyriten alle die bei den Dioriten bekannten Typen wieder, die man als Quarzglimmerdioritporphyrit und Glimmerdioritporphyrit, Quarzhornblendedioritporphyrit und Hornblendedioritporphyrit, Quarzaugitdioritporphyrit und Augitdioritporphyrit u. s. w. bezeichnen könnte Doch haben sich vielfach andere Benennungen eingebürgert. Die gegenüber den Granitporphyren und Syenitporphyren unterscheidenden Charaktere sind auch hier die zunehmende Vorherrschaft der alkalischen Erden gegenüber den Alkalien und des Na_2O gegenüber K_2O. Doch tritt zumal in den sauren Typen dieser Unterschied wenig hervor.

In dem Gebiet des Triberger Granitits erscheint zwischen Triberg, Vöhrenbach, Kirnach u. s. w. eine Gangformation von reinem Quarzglimmerdioritporphyrit in naher Beziehung zu Granitporphyren (Analyse 1). Ähnliche Gesteine kennt man im Fichtelgebirge und Böhmerwald. Ein tertiäres Gestein dieses Typus stellt Analyse 3 dar (vergl. S. 146). — Durch wechselnde Menge von Hornblende neben Glimmer und gelegentlich deutlicheren Mikrotincharakter der Feldspäthe unterscheiden sich hiervon die holokrystallinen tertiären Dacite (Analyse 2) Siebenbürgens (Kis Sebes an der Körös, Panyik bei Klausenburg u. a.) und Serbiens. — Reicher an Hornblende und daher als Quarzhornblendedioritporphyrit zu bezeichnen sind gewisse Gänge bei Biella in Piemont (Analyse 6), am Venjan-See, bei Sala u. a. O. in Dalekarlien in Schweden. Tertiäre Repräsentanten dieses Typus liefern die Lakkolithe der Henry Mountains und West Elk Mts. in den Vereinigten Staaten (Analyse 4) mit glasigem Habitus der Feldspäthe und die früher als porphyre bleu bekannten, jetzt in Frankreich als Esterellit bezeichneten Vorkommnisse des Esterelgebirges (Anal. 8a und 8b). Chemisch verwandt ist ein Gang in der Grauwacke bei St. Nabor in den Vogesen (Anal. 5) und solche aus dem Carbon des Col de Chardonnet (Analyse 9). — Einen rhombischen Pyroxen enthalten accessorisch die silurischen Quarzhornblendedioritporphyrite von Quenast (Analyse 7) und Lessines in den Ardennen, die sog. Chlorophyre.

Eine grosse Verbreitung haben dioritporphyritische Gesteine in Gangform in den Alpen vom Veltlin bis nach Kärnthen. Sie stehen

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8a.	8b.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO_2	64,94	66,32	69,24	61,42	63,12	60,12	56,21	61,58	57,63	52,55	57,82	54,90	48,95	52,85	60,84	59,95	56,78
TiO_2	Sp.	—	0,65	0,37	Sp.	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,29	—	—
Al_2O_3	17,50	14,33	15,30	17,69	18,13	14,63	17,16	18,84	18,43	20,09	18,00	16,32	14,80	13,70	18,75	17,35	13,34
Fe_2O_3	0,69	5,53	1,72	4,24	4,61	2,06		4,68	—	—	2,15	6,52	8,42	6,91	1,40	1,44	1,07
FeO	3,94	0,25	0,69	1,74	0,96	7,24	10,26	—	4,13	9,68	3,47	5,81	10,23	7,32	3,48	5,59	9,92
MnO	—	Sp.	—	0,19	—	Sp.	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	2,83	2,45	0,95	1,81	1,88	3,27	2,08	2,04	2,38	3,82	3,16	1,66	2,08	2,88	1,95	2,88	4,25
CaO	2,59	4,64	2,98	5,29	3,64	5,72	7,12	6,59	7,18	5,52	11,90	6,80	7,40	7,00	5,32	6,75	9,37
Na_2O	3,44	3,90	4,46	3,19	2,88	2,03	4,02	4,27	3,92	3,26	2,34	3,87	3,23	4,23	2,88	3,30	2,89
K_2O	3,11	1,61	2,52	3,14	3,78	3,69	1,48	1,49	1,30	1,70	0,97	1,61	2,97	2,74	2,13	2,08	1,68
H_2O	1,36	1,13*	1,30	—	1,27	1,53	2,79[1]	1,61*	5,20*	3,49*	1,03*	2,47*	1,76*	1,98*	3,15	1,42*	0,86
P_2O_5	—	—	Sp.	0,14	—	0,84	—	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sa	100,40	100,16	100,08	100,28	100,27	101,13	101,12	101,37	100,17	100,11	100,84	99,96	99,84	99,61	100,19	100,76	100,16
Sp. G.	2,72	—	—	—	2,704	2,667	2,70	—	—	—	—	2,775	2,832	2,793	—	—	—

[1] Gesammtmenge von CO_2 und H_2O. * Glühverlust.

1. Quarzglimmerdioritporphyrit. Lippenhof bei Unterkirnach. Schwarzwald.
2. Dacit (mit Biotit und Hornblende). Kis Sebes. Siebenbürgen.
3. Quarzglimmerdioritporphyrit. Electric Peak. National Park. U. S. A. (Mit 0,27 SO_3.)
4. Dioritporphyrit, lakkolithisch. Storm Ridge. West Elk Mts. U. S. A. (Mit 0,09 BaO, 0,97 hygrosk. Wasser.)
5. Dioritporphyrit. Gang in Grauwacke. Pfriemthal b. St. Nabor. Elsass.
6. Quarzhornblendedioritporphyrit. Cossato bei Biella. Piemont.
7. „ (bronzithaltig). Quenast. Belgien.
8a. Dioritporphyrit. „Porphyre bleu.“ Dramont. Esterel.
8b. „ (basische Abart des „porphyre bleu“). Cours St. Raphael. Esterelgebirge.
9. Dioritphorphyrit. Intrusiver Lagergang in Kohlesandstein. Chardonnet. Briançonnais.
10. „ Suldenferner. Monte Confinale. Tirol.
11. Suldenit (Hornblende-Augit-Dioritporphyrit). Rechter Moränenwall des Suldenferner. Tirol.
12. Ortlerit (Dioritporphyrit mit wenig Augit). Hintere Gratspitze. Zufallspitze. Tirol.
13. Augit-Ortlerit. Rechter Moränenwall des Suldenferner. Tirol.
14. Dioritporphyrit. Wolfsgrube bei Römerbad unfern Guttenstein, östl. Kärnthen.
15. Sogen. Palaeoandesit. Lienz. Kärnthen.
16. Dioritporphyrit. Vintlittypus. Val Bondol. Tirol.

in naher Beziehung zu den Tonaliten des Adamello und des Rieserferner, sowie zum Brixer Granititstock. Es sind z. Th. reine Quarzglimmerdioritporphyrite und Glimmerdioritporphyrite, oft mit accessorischem Granat (Tonalitporphyrit des Geltthalferner, Monte Aviolo u. s. w.), z. Th. Hornblendedioritporphyrite (Analyse 10, 14 und 15), öfter mit accessorischem oder wesentlichem Augit, auch mit Granat. Hierher gehören besonders der grünsteinähnliche Ortlerit (Analyse 12) und der graue, andesitähnliche Suldenit (Analyse 11) aus dem Gebiet des Ortler (Martell- und Suldenthal) und des Monte Confinale (Val Zebrù, Val Cedeh, Val Forno u. s. w.), welche Gänge und Lagergänge in den Quarzphylliten bilden. Man vergleiche die Analysen auf S. 144.

Durch starkes Hervortreten der Hornblende als Einsprengling neben spärlichem Feldspath und in der Grundmasse, durch accessorischen Diopsid und gelegentlich auch Bronzit, durch Zurücktreten oder vollständiges Fehlen des Quarzes nähern sich die Vintlit (Anal. 16) genannten Dioritporphyrite den Lamprophyren. Durch Überwuchern des Augits nähern sie sich den Diabasporphyriten. Ihr Verbreitungsgebiet erstreckt sich vom Adamello bis nach Kärnthen. Vintl, Mühlbach im Pusterthal, Gegend von Klausen, Untergsteier bei Meran, das obere Sarnthal sind bekannte Fundorte.



Fig. 34. Gabbroporphyrit. Frankenstein, Odenwald. Vergr. 1 : 30.

Zu den Dioritporphyriten gehören auch die bei der grossen Pyrenäendislocation nach der Ablagerung der Kreide und vor der Eocänbildung erumpirten Kersantites quartzifères récentes von CH. BARROIS.

§ 177. Gabbroporphyrite sind holokrystallin-porphyrische Ganggesteine, welche in einer feinkörnigen grauen Grundmasse Einsprenglinge von Labrador enthalten. Die Labradore sind grau gefärbt; sie werden oft ganz von Hypersthenkörnern mantelförmig eingehüllt und sind auch mit diesem Mineral, mit Diallag, Apatit und Magnetit oft stark durchwachsen. Der Kern dieser Labradore gehört basischeren Feldspathmischungen an und verwittert sehr leicht. Die Grundmasse besteht aus einem panidiomorphen

Gemenge von Labrador, Hypersthen, Diallag und Magnetit (Fig. 34). — Der Kieselsäuregehalt wurde zu 48,71 % in einem Gange im Gabbro unfern der Burg Frankenstein bei Seeheim im Odenwald bestimmt, der einzigen Localität, von wo dieser Gesteinstypus bisher bekannt wurde. — Nahe verwandte, aber etwas saurere Gabbroporphyrite (mit 52,96 SiO_2) treten nach MILLER und BROCK im Laurentian der Townships North-Burgess und Bedford, Ontario, Canada, auf. Hier finden sich zwischen den Feldspatheinsprenglingen und denen der Grundmasse granophyrische Quarz-Feldspath-Aggregate.

Aplitische und pegmatitische Ganggesteine.

§ 178. Die aplitischen Ganggesteine sind Spaltungsproducte der Tiefengesteinsmagmen, in welchen die alkalischen feldspathbildenden Kerne angereichert sind, der $CaAl_2Si_4$-Kern und besonders die Al-freien Kerne zurücktreten; daher gegenüber den Tiefengesteinen ein Abnehmen der alkalischen Erden, ein stärkeres Hervortreten der Alkalien und der Kieselsäure, da diese in den feldspathbildenden Kernen gelöst wird; den Gegenpol der aplitischen bilden die lamprophyrischen Ganggesteine. Berechnet man aus Analyse 13, S. 79, des Granitits von Barr, aus Analyse 2, S. 214, des Aplits der Mourne Mountains und aus Analyse 3, S. 235, der Minette von Weiler bei Weissenburg im Elsass die Kerne, so ist ihr Verhältniss in Molekularprocenten:

	im Granitit	im Aplit	in der Minette
$(NaK)AlSi_2$ . . .	40,4 = 10	44,0 = 10	45,6 = 10
$CaAl_2Si_4$	22,8 = 5	5,6[1] = 1	17,5 = 4
RSi	8,8 = 2	3,6 = 1	36,9 = 8
Si	28,0 = 7	44,6 = 10	

Diese Unterschiede sind in verschiedenen Magmentypen von verschiedenem Betrage.

Im Habitus der aplitischen Gesteine drückt sich dieses Verhältniss aus durch die im Allgemeinen helleren Farben und die geringe Menge alkalifreier farbiger Gemengtheile. Weitere die ganze Gruppe charakterisirende Eigenschaften sind das feine, sich gern ins Dichte verlierende Korn, die herrschende panidiomorph-körnige Structur mit geringer Neigung zum Porphyrischen und das oft hervortretende miarolitische Gefüge, wo es nicht durch die Feinheit des Korns versteckt wird. — Die pegmatitischen Gesteine verhalten sich stofflich wie die aplitischen, unterscheiden sich aber von ihnen durch ihre beträchtliche Korngrösse und gewisse Structureigenthümlichkeiten. Beide treten nicht selten

[1] Der Rest von 2,2 % ist in der Rechnung unverwendbares Al. Die Thonerde wird leicht zu hoch bestimmt.

zusammen in demselben Gesteinskörper auf, wobei dann der Pegmatit meistens randlich liegt. Nach ihrem äusseren Habitus unterscheidet man bei den aplitischen Ganggesteinen

1) solche von aplitischem Habitus im engeren Sinne,
2) solche von bostonitischem Habitus,
3) solche von tinguáitischem Habitus,
4) solche von malchitischem Habitus,
5) solche von pegmatitischem Habitus.

Die aplitischen Ganggesteine füllen ebenso wie die lamprophyrischen gewöhnlich schmalere Gangspalten als die granitporphyrischen, und treten nur selten in grösserer Entfernung von, meistens in den Tiefengesteinen auf, zu deren Gefolgschaft sie gehören.

1) Ganggesteine von aplitischem Habitus.

§ 179. Dieselben sind feinkörnig bis dicht, selten porphyrisch, hellfarbig, weiss, gelblich, hellgrau, röthlich bei isometrischer Ausbildung der Gemengtheile, unter denen die farbigen bis zu vollkommenem Verschwinden zurücktreten. Geologisch erscheinen sie in Verbindung mit granitodioritischen und foyaitischen, auch mit gabbroperidotitischen Tiefengesteinen. — Ihr wichtigster Repräsentant, der

Aplit ist ein panidiomorph-körniges Ganggestein, welches aus vorherrschendem Kalifeldspath (Orthoklas, Mikroklin mit Gitterstructur, Mikroperthit, seltener Mikroklinmikroperthit) und Quarz nebst einem sauren Plagioklas (Oligoklas) und sehr geringen Mengen von Muscovit oder Biotit oder diesen beiden Glimmern besteht. Die nur sehr spärlichen Nebengemengtheile sind Zirkon, Apatit und Eisenerze. Unter den Übergemengtheilen sind Turmalin (er ersetzt den Glimmer bisweilen vollständig) sehr verbreitet, Granat und Cordierit oder Pinit nicht gerade selten, Orthit, Xenotim, Alexandrit u. a. nur local vorhanden.

Die Feldspäthe sind mehr oder weniger idiomorph, tafelförmig nach M bis isometrisch; — der Quarz bildet nicht eine Art cämentirende Füllmasse, sondern rundliche Körner mit oft deutlicher Annäherung an die Dihexaëderform und liegt sowohl in wie zwischen den Feldspäthen; — Muscovit und Biotit treten in kleinen Blättchen und Schüppchen auf, Muscovit auch in kleinen rosettenartigen Aggregaten. Alle diese Mineralien, mit Ausnahme des Biotits, wie auch Turmalin und Eisenglanz, ragen gern mit freien Krystallflächen in die miarolitischen Poren hinein, in denen auch Albit häufig, Topas gelegentlich erscheint.

Die chemische Zusammensetzung (Analyse 1—9) ist oft genau diejenige der Alkaligranite, wo nicht durch reichlicheren Gehalt an

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
SiO_2 . .	72,11	75,00	77,34	76,97	75,97	74,82	74,18	73,63	76,01	69,66	77,14	73,35	76,49	66,50	60,50	59,78	54,92
TiO_2 .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,21	0,29	—	Sp.	0,70	0,75	—	0,43
Al_2O_3 .	15,60	13,24	14,26	13,40	10,84	13,63	12,61	12,89	12,17	17,57	12,24	14,38	11,89	16,25	16,86	16,86	22,38
Fe_2O_3 .	—	2,52	0,94	1,16	} 2,03	0,97	2,87	—	2,29	0,21	0,29	1,96	1,16	2,04	1,67	3,08	0,85
FeO .	1,53	—	—	—	}	0,83	1,02	2,46	1,83	1,04	1,04	0,34	1,56	0,19	2,54	3,72	1,36
MnO .	0,26	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	Sp.	Sp.	—	Sp.	0,20	0,20	0,14	fehlt
MgO .	0,34	—	0,08	—	0,16	0,08	0,23	0,57	0,28	0,58	0,06	0,09	Sp.	0,18	1,11	0,69	0,37
CaO .	1,26	0,69	0,83	0,42	1,01	0,87	1,60	1,37	0,91	4,54	0,35	0,26	0,14	0,85	2,95	2,96	0,95
Na_2O .	2,27	3,07	2,45	0,22	4,23	3,03	4,55	5,28	5,70	4,91	4,64	4,33	4,03	7,52	6,46	5,39	8,75
K_2O .	5,00	4,33	4,82	7,09	4,91	4,81	2,13	3,67	1,17	0,71	4,47	5,66	5,00	5,53	5,42	5,01	7,26
H_2O .	0,83	0,80	0,28	0,76	0,49	0,82	0,66	0,81	0,50*	0,50	0,14*	—	0,38*	0,50	1,40*	1,58	1,34
P_2O_5 .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	Sp.	0,21	—	Sp.
Sa. . .	99,20	99,65	101,00	100,02	99,64	99,86	99,80	100,68	100,86	100,09	100,66	100,37	100,77	100,46	100,77	99,96	100,59
Sp. G. .	—	2,595	2,614	2,608	—	—	—	—	2,68	—	—	—	—	—	—	2,689	—

* Glühverlust.

1. Aplit mit Turmalin. Heidelberg.
2. „ Slieve Corragh. Mourne District, Irland.
3. „ Kirneckthal bei Barr. Vogesen.
4. „ Ettersberg bei Harzburg. Gang in Gabbro.
5. „ Ostseite des Melibocus. Odenwald.
6. Alsbachitischer Granitporphyr, gneissähnlich. Staudenbühl bei Heiligkreuz. Odenwald.
7. Alsbachit. NW.-Seite des Melibocus. Odenwald.
8. Aplit. Gang in Ornöit. Ornö bei Stockholm. Schweden.
9. Dioritaplit. Ruseinbrücke im Vorderrheinthal. Graubünden.
10. „ Gang in Quarzdiorit der Anal. 14, S. 145. Sierra Nevada. Californien (mit 0,05 SrO, 0,03 BaO, 0,05 hygrosk. Wasser.)
11. Lestiwarit. Gang in Alkaligranit von Rockport der Anal. 6, S. 78. Bass Rocks. Gloucester. Essex Co. Mass.
12. Paisanit. Mosquez Cañon. Trans-Pecos-Texas.
13. „ Magnolia Point. Essex Co. Mass. (Mit 0,12 hygroskop. Wasser.)
14. Pulaskitaplit. Gang an der Landstrasse nördl. von Kvelle Kirke. Lougenthal. Südnorwegen.
15. „ Ostö bei Christiania. Norwegen (mit 0,70 CO_2).
16. „ Silvercliff. Colorado. U. S. A. (mit 0,75 CO_2).
17. Nephelinaplit. Cabo Frio. Rio de Janeiro (mit 0,12 CO_2, 1,28 Cl, 0,58 SO_3).

Kalknatronfeldspath der Gehalt an CaO zu hoch wird, und entspricht derjenigen der Ergussporphyre. Das specifische Gewicht ist niedriger als bei Graniten und Granitporphyren.

Alsbachite C. CHELIUS (Analyse 6 und 7) sind porphyrische Aplite, die in dichter mikrogranitischer Grundmasse kleine Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas, auch hie und da von Granat enthalten. Sie treten im Granitit des Melibocus im Odenwalde, und mit deutlicher Kataklase und gneissartigem Habitus sowie oft gröberem Korn im Grosssachsener Thal nördlich von Heidelberg auf.

Beresite G. ROSE sind Aplite in den Thonschiefern der Gegend von Berjosowsk, Newjansk, Perwopawlosk und des Districtes Syssert im Ural, welche durch Abnahme des Feldspaths in reine Quarzgänge übergehen. Ähnliches wird von Aplitgängen vom Frenchman Hill in Omeo, Victoria, berichtet, die in Quarzglimmerdiorit aufsetzen.

Die Aplite bilden schmale, selten mächtigere Gänge in normalen Graniten, normalen Syeniten, Dioriten[1], seltener Gabbro und deren Umgebung, welche oft in grosser Zahl und bisweilen in zwei angenähert senkrecht zu einander verlaufenden Zügen geordnet auftreten. Sie sind die jüngsten Gänge in der Gefolgschaft dieser Gesteine. Ebenso treten sie in gewissen Gneissen auf. Die Gänge sind bald fest mit dem Nebengestein verwachsen, bald lösen sie sich von diesem leicht und bisweilen mit einem lettigen Besteg ab. Das mag von der Zeit ihrer Eruption abhängen; solange das Tiefengestein und seine Umgebung hohe Temperatur hatten, konnte eine Art Verlöthung stattfinden, nach vollzogener Abkühlung nicht mehr. — Die Aplite verwittern weit schwerer als die Tiefengesteine und ragen daher gelegentlich mauerartig hervor, oder ihre festen Bruchstücke liegen reichlich im Gruse jener. — Die Granitmassive der Vogesen, des Schwarzwaldes, Odenwaldes (Heidelberg ist ein klassischer und historisch bedeutsamer Ort für diese Gänge), Thüringens, des Harzes, des Erzgebirges, Elbas u. s. w. liefern gute Beispiele. Sie dürften wenigen Granitgebieten fehlen.

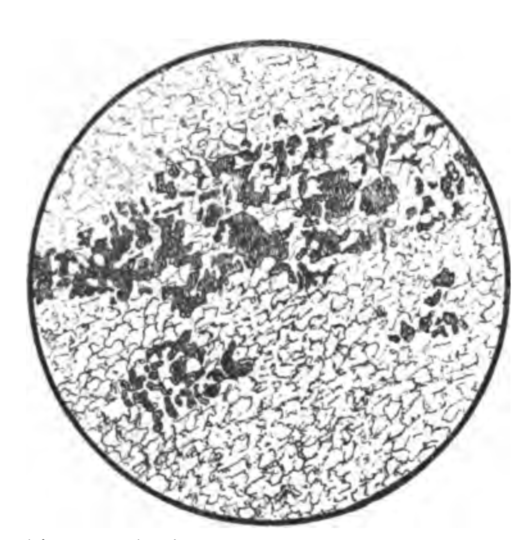
Es giebt quarzarme bis quarzfreie Syenitaplite (Oberwiesenthal im Erzgebirge, Porschnitz unfern Meissen, Lindenberg bei Eberstadt im Odenwald), Tonalitaplite (Rieserferner), Dioritaplite (Analyse 9 und 10) im Odenwald, die sich von den Tonaliten und Dioriten in derselben Weise unterscheiden wie die normalen Aplite von den Graniten. Bronzitaplite kennt man in den Anorthositen von Hitterö gangförmig.

---

[1] Man beachte das Verhältniss von $CaO : Na_2O : K_2O$ in Analyse 8 und 9 im Vergleiche mit den Analysen 1—4.

§ **180.** Auch die Alkaligranite, Alkalisyenite, Elaeolithsyenite und Essexite haben ihre Aplite, die sich durch das vollständige Fehlen des Kalknatronfeldspaths, durch das Auftreten von Aegirin und Arfvedsonit oder Riebeckit neben oder statt des Glimmers von den normalen Apliten unterscheiden. Quarzhaltige Glieder dieser Reihe (Lestiwarite) kennt man aus der Gegend von Boston (Analyse 11) von der Halbinsel Kola, quarzfreie (Pulaskitaplite) aus dem Eruptivgebiet von Christiania (Analyse 14 und 15) und aus Colorado (Analyse 16), nephelinreiche und quarzfreie (Nephelinaplite) aus den Elaeolithsyeniten des Cabo Frio (Anal. 17) und der Serra de Tinguá in Brasilien. Die Pulaskitaplite haben z. Th. die Structur der eigentlichen Aplite, z. Th. nähern sie sich durch ihre dünntafelförmigen Feldspathe der Structur der Bostonite. — Essexitaplit giebt HIBSCH von Rongstock an.

Paisanit OSANN enthält in feinkörniger bis dichter, hellgrüner bis weisser, compacter Grundmasse spärliche und sehr kleine Einsprenglinge von glasigem Feldspath und Quarz und graublaue Flecke. Der Feldspath ist Natronorthoklas, die blauen Flecke bestehen aus einem Amphibol der Arfvedsonit-Riebeckit-Reihe, der poikilitisch mit Quarz und Feldspath siebartig durchwachsen ist. Die Grundmasse besteht aus idiomorphem Feldspath (Natron-Orthoklas) und Quarz. Das Gestein (Analyse 12, S. 215) bildet angelblich Gänge im Elaeolithsyenit des Paisano-Pass und am Mosquez Cañon in Westtexas. — Ähnliche Gesteine kommen am Mynydd Mawr in Wales (Fig 35) und auf der Insel Ailsa Craig (hier goldführend) am Eingang des Firth of Clyde vor. Neben dem Riebeckitamphibol erscheint auch Aegirin in dem Paisanitgang am Magnolia Point in der Grafschaft Essex, Mass., und stellt den Gesteinstypus Paisanit in Verbindung mit Quarztinguáit.


Fig. 35. Paisanit. Mynydd Mawr, Wales. Skelettförmige Krystalle von Riebeckit sind poikilitisch durchwachsen von Quarz und Alkalifeldspath, aus denen die Grundmasse besteht. Vergr. 30 : 1.

2) Gesteine von bostonitischem Habitus.

§ 181. Bostonite sind weissliche, gelbliche, grauliche bis graugrünliche, sehr feinkörnige und dann trachytisch rauhe bis dichte und dann compacte Gesteine mit einem eigenthümlich weichen Seidenschimmer, welche wesentlich aus Alkalifeldspath (Mikroklin ohne Gitterstructur, Mikroklinmikroperthit, Anorthoklas, seltener Orthoklas) bestehen. Farbige Gemengtheile (Biotit, eisenreiche Amphibole), sowie die Übergemengtheile Apatit, Zirkon, Eisenerze sind nur in sehr geringen Mengen vorhanden oder fehlen ganz. Sehr oft findet sich ein kleiner Quarzgehalt (Quarzbostonite). — Wo sich eine porphyrische Structur entwickelt, treten die Feldspäthe als Einsprenglinge hervor (Bostonitporphyre). — Die Bostonite zeigen bei Verwitterung schmutzig-chokoladebraune, stark eisenschüssige und thonige Verwitterungsrinden und für die nicht ganz frischen Gesteine ist ein Gehalt an eisenreichen Carbonaten, theils als Füllung der miarolitischen Drusen, theils in idiomorphen Kryställchen charakteristisch; auch Dawsonit als Verwitterungsproduct ist häufig.

Fig. 36. Bostonit. Sitio do Covado, Serra de Monchique, Portugal. Wesentlich mikroperthitischer Feldspath, quer zu M geschnitten. Vergr. 30 : 1. Nic. +.

Die Feldspäthe der Bostonite (Analyse a und b) sind ausgezeichnet tafelförmig nach M und meistens vorzüglich fluidal geordnet, daher der Seidenglanz der Gesteine, seltener liegen sie kreuz und quer (Fig. 36). Alle andern spärlichen Gemengtheile sind zwischen die Feldspathtafeln eingeklemmt. Die Structur ist ausgesprochen panidiomorph-körnig mit trachytoidem Charakter; bei etwas gröberem Korn und mikroperthitischem Feldspath sind die M-Flächen gefurcht und die Schnitte nach P dadurch wie gezähnelt (Fig. 36).

Nach ihrem chemischen Bestande (Analyse 1—8) sind die Bostonite den Alkalitrachyten nahe verwandt, wie die Aplite den Lipariten und Quarzporphyren. Wie die Aplite zu den Minetten und Kersantiten, so verhalten sich die Bostonite zu den Camptoniten und Monchiquiten

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	a.	b.
SiO_2 . .	70,23	69,00	62,30	60,11	56,50	62,28	67,16	63,25	54,15	47,52	65,70	65,66
TiO_2 . .	0,03 (?)	0,35	Sp.	0,96	0,85	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—
Al_2O_3 .	15,00	14,00	17,05	19,01	18,14	19,17	14,53	22,12	18,25	18,06	20,80	20,05
Fe_2O_3 .	1,99	1,56	1,30 }	5,00	3,12	3,39	4,17	—	3,62	4,90	—	Sp.
FeO . .	—	2,38	2,46 }		2,86	—	—	—	2,09	4,06	—	—
MnO . .	0,24	0,55	—	—	—	—	—	—	—	1,26	—	0,13
MgO . .	0,38	0,14	0,57	0,23	1,22	Sp.	0,41	—	2,56	1,11	—	0,18
CaO . .	0,33	0,49	1,20	0,66	3,38	1,44	1,26	0,56	4,89	5,36	0,84	0,67
Na_2O . .	4,98	5,67	5,14	6,53	5,28	5,87	5,55	6,29	4,43	6,92	6,52	6,56
K_2O . .	4,99	5,11	6,18	5,36	1,60	5,93	6,10	5,92	6,56	4,60	6,43	6,98
H_2O . .	1,28	0,70	0,45	2,21*	1,26	2,33*	1,10*	0,93*	3,69	1,54	0,50*	0,41*
P_2O_5 . .	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,41	0,32	—	—
Sa. . .	100,42	99,95	99,73	100,07	99,32	99,91	100,28	99,07	100,65	100,50	100,79	100,64
Sp. G. .	—	—	—	—	—	2,648	—	2,617—2,623	2,632	2,492	—	2,57

* Glühverlust.

1. Quarzbostonitporphyr. Marblehead Neck. Boston. (Mit 0,91 hygroskop. Wasser.)
2. Quarzbostonit (Quarzlindöit). Hof Frön. Törtberg. Christiania. Norwegen.
3. „ (Lindöit). Gjefsen. Kirchspiel Gran. Norwegen. (Mit 0,43 FeS_2, 2,65 CO_2.)
4. Bostonit. Tutvet. Hedrum. Südnorwegen.
5. „ See Maena. Kirchspiel Gran. Norwegen. Mit 5,11 CO_2.) „Maenait“ BRÖGGER.
6. „ Lake Champlain. U. S. A.
7. Bostonit. Chateaugay Lake. Clinton Co. N. Y., U. S. A.
8. „ Mc Gill College. Montreal. Canada.
9. Gauteit (nicht ganz frisch, mit grossen Biotittafeln). Forsthaus bei Mühlörzen. Böhmisches Mittelgebirge.
10. Sodalithporphyr. Königsbachthal. Südl. Rongstock. Bodenbach. Böhmisches Mittelgebirge (mit 4,85 CO_2, Spur Cl.)

a. Feldspath aus Bostonit. Brome. Canada.
b. „ (Anorthoklas) aus Bostonitporphyr. Marblehead Neck. Salem. Mass.

und treten auch mit diesen, so im Kirchspiel Gran, zusammen sogar in gemischten Gängen auf. Sie finden sich allenthalben in der Gefolgschaft der Elaeolithsyenite, bezw. der Essexite und empfingen ihren Namen nach einem Vorkommen am Marblehead Neck bei Boston (Analyse 1). Eine weite Verbreitung haben sie (Analyse 2—5) in dem Eruptivgebiet zwischen Christiania und Langesund in Norwegen (Lille Frogner, Snärosund, Hedrum, Kirchspiel Gran, Lindö bei Christiania, daher von BRÖGGER Lindöit genannt), an der Serra de Monchique in Portugal, in Brasilien (Itatiaia, Serra de Tinguá, Poços de Caldas), Livermore Falls unfern Albany N. H., im Gebiet des Lake Champlain (Analyse 6 und 7), bei Montreal (Analyse 8), in Montana, in Westtexas u. s. w.

§ 182. Dem Bostonitporphyr in gewissem Sinne verwandt ist der nach einer Häusergruppe zwischen Mühlörzen und Babutin im böhmischen Mittelgebirge benannte G a u t e i t (HIBSCH). In rauher trachytischer, hellgrauer bis grünlichgrauer, braun verwitternder Grundmasse liegen kleine Einsprenglinge von Hornblende und Augit, hie und da grössere Biotittafeln und zahlreiche Plagioklase, saurer Labrador und Andesin, oft mit Sanidinmänteln. Die Grundmasse besteht wesentlich aus Sanidinleistchen mit wenig Magnetit und Mikrolithen der farbigen Gemengtheile. Eine farblose Glasbasis ist stets vorhanden; sie wird durch Zersetzung zu einer fasrigen, gelblichen, doppelbrechenden Substanz. Structur trachytisch oder intersertal. Die chemische Zusammensetzung giebt Anal. 9. Ein Zwischenglied zwischen Bostonit und Gauteit zeigt Analyse 5 in offenbar sehr unfrischem Zustande, der M a e n a i t BRÖGGER's.

In der Umgebung des Essexitmassivs von Rongstock kommt auch S o d a l i t h g a u t e i t (HIBSCH) vor, der Sodalith neben den andern Einsprenglingen und wohl auch in der Grundmasse enthält, die dann Aegirinaugit statt Augit führt. Die Salbänder solcher Gänge haben bisweilen eine reine Glasbasis und sind dann dunkler als die Gangmitte. Diese Ausbildungsform, die auch selbständig auftritt, nannte HIBSCH S o d a l i t h p o r p h y r (Analyse 10). Die Gesteine sind stets unfrisch. Sie gehören zur Gefolgschaft der Essexite.

8) Gesteine von tinguáitischem Habitus.

§ 183. Alle tinguáitischen Gesteine gehören zur Gefolgschaft der aus foyaitischen Magmen hervorgegangenen Tiefengesteine, sie begleiten demnach Alkaligranite, Alkalisyenite, Elaeolithsyenite u. s. w. — Sie sind gemeinschaftlich charakterisirt durch grüne Farbe, dichtes Korn, compactes Gefüge, dünne graulich- bis grünlichweisse erdige Verwittterungsrinde. Die grüne Farbe rührt von feinvertheiltem Aegirin her; in den seltenen Fällen, wo dieser durch Biotit vertreten wird,

sind die Gesteine bläulichgrün, wo Arfvedsonit ihn ersetzt, schwarz — Die Structur ist eine panidiomorph-körnige, neigt jedoch gern in die holokrystallinporphyrische und dann bilden meist die farblosen Gemengtheile zusammen mit farbigen die Einsprenglinge, seltener die letzten allein. — Alle tinguáitischen Gesteine sind chemisch durch hohen Gehalt an Alkalien bei meistens herrschendem Natron und Eisenoxyden, niedrigen Gehalt an MgO und CaO charakterisirt. Überwiegen des Fe_2O_3 bezeichnet die aegirinreichen, zunehmender Gehalt an FeO die arfvedsonit- und biotitreichen Typen. Die SiO_2-ärmeren, nephelinhaltigen Gesteine gelatiniren mit Salzsäure. Eisenerze sind allenthalben spärlich oder sie fehlen. Zirkon und Apatit sind selten. Höheres specifisches Gewicht unterscheidet diese von den chemisch nahe verwandten und makroskopisch oft nicht unterscheidbaren Phonolithen.

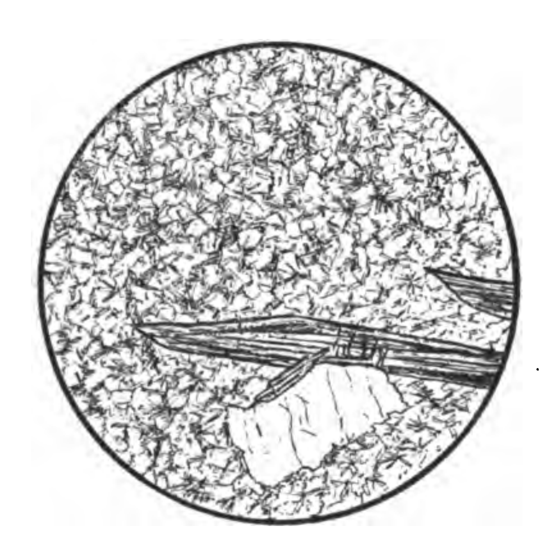


Fig 37. Quarztinguáit. Varingkolln, Südnorwegen. Vergr. 30 : 1.

§ 184. Quarztinguáite (Grorudite BRÖGGER) sind holokrystallinporphyrische Ganggesteine, die in feinkörniger bis dichter grüner Grundmasse schlanke Einsprenglinge von Aegirin und isometrische Individuen von Alkalifeldspath, sehr selten Quarz enthalten[1]).

Die Feldspatheinsprenglinge sind isometrisch durch P, M und y, oft Karlsbader Zwillinge und haben glasigen Habitus. Sie gehören theils zum Mikroklin (mit oder ohne Gitterstructur), theils zum Mikroklinmikroperthit. — Der sehr schlanke schwarzgrüne Aegirin (öfter mit Kernen von Aegirin-

[1] Unter dem Namen Rockallit beschrieb JUDD (Trans. Roy. Irish Acad. 1897. XXXI. part III. 54) drei Handstücke von dem einsamen Felsen Rockall im nördlichen atlantischen Ocean unter 57° N. Br., 14° W. L. Greenwich, die aus einem körnigen bis holokrystallinporphyrischen Gemenge von Albit, Quarz, reichlichem Aegirin und Akmit nebst accessorischem blauem Amphibol und Magnetit bestehen. Die chemische Untersuchung ergab 73,60 SiO_2, 4,70 Al_2O_3, 13,10 Fe_2O_3, 0,93 MnO, 0,06 NiO, 0,11 MgO, 0,37 CaO, 6,96 Na_2O, Sp. K_2O und P_2O_5. TiO_2 und FeO wurden nicht bestimmt. Sa. = 99,83, sp. G. = 2,71—2,94. Die systematische Stellung dieses Vorkommens bleibt unsicher. Nahe verwandt ist es den Quarztinguáiten und Pantelleriten.

augit) wird von etwas Amphibol (Katophorit und Arfvedsonit) begleitet. — Die Grundmasse besteht aus einem meistens panidiomorphen, bei stark fluidaler Structur auch allotriomorph-körnigen Gemenge von isometrischem Natronorthoklas und verkittendem Quarz, welches sehr reichlich und sehr gleichmässig von Mikrolithen von Aegirin durchzogen wird, der sich gern zu filzig moosartigen Aggregaten häuft (Fig 37). An den Salbändern und in schmalen Gängen tritt der Quarz zurück, Aegirin häuft sich und der Feldspath wird lang leistenförmig (Analysen 3a und 3b). Die chemische Zusammensetzung geben die Analyse 1—3b, S. 222; es möge der pantelleritische Charakter der Analyse 1 betont werden. Die Quarztinguáitgänge entsprechen in gewissem Sinne den Pantelleritergüssen.

Der Quarztinguáit findet sich in 0,2—10 m mächtigen Gängen von angenähert nordsüdlicher Streichrichtung im N. und NO. von Christiania, ferner W. vom Lougenthal in den Kirchspielen Svarstad, Eftelöt und Komnäs. — Sehr nahe verwandte Gesteine kommen westlich von der Wind Butte in den Bearpaw Mountains in Montana, U. S. A., vor.

§ 185. Die Sölvsbergite (Brögger) sind quarzarme bis quarzfreie Quarztinguáite, deren Feldspath (Mikroklin, Albit und deren Verwachsungen) nach M tafelförmig ist. Bei fehlendem Quarzgehalt pflegt etwas Nephelin einzutreten. Bräunlichgrüner oder bräunlicher Biotit und Alkali-Eisenamphibole begleiten oder ersetzen auch den Aegirin. Die porphyrische Structur tritt mehr zurück. Bei fluidaler Anordnung der Feldspathtäfelchen der Grundmasse haben die ganz phonolitähnlichen Gesteine weichen seidenartigen Schimmer. Die chemische Constitution geben die Analysen 4, 5, 6, 8, 9.

Die Sölvsbergite bilden zahlreiche Gänge im Kirchspiel Gran westlich vom Randsfjord im NO. des Eruptivgebiets von Christiania im Essexit und im Elaeolithsyenit der Gegend von Laurvik. — Ebenso treten sie z. Th. mit porphyrischem Sodalith und mit Anorthoklas als Feldspath und in Verbindung mit Theralithen in dem nördlichen Theil der Crazy Mountains (Analyse 9) in Montana, in den Elaeolith- und Alkalisyeniten der Gegend von Boston (Analyse 5) und in den Apache Mountains in Westtexas auf. — Arfvedsonit-Sölvsbergit bildet schmale, 0,5—0,1 m mächtige Gänge im Elaeolithsyenit von Julianehaab in Grönland.

§ 186. Die Nephelintinguáite und Tinguáite schlechthin sind panidiomorph-körnige oder holokrystallin-porphyrische (Tinguáitporphyre) Ganggesteine, welche durch die Mineralcombination Alkalifeldspath mit Nephelin und hohen Aegirin-, seltener Aegirinaugitgehalt charakterisirt sind. — In einer kleinen Untergruppe wird der Aegirin durch

	1.	2.	3a.	3b.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10a.	10b.	11.
SiO_2 . . .	74,35	70,54	70,15	66,50	64,92	64,28	62,70	60,05	58,90	58,70	55,65	56,58	55,90
TiO_2 . . .	—	—	0,65	Sp.	—	0,50	0,92	0,11	0,40	—	—	—	1,45
Al_2O_3 . .	8,73	14,77	10,60	10,90	16,30	15,97	16,40	19,97	17,70	19,26	20,06	19,89	19,00
Fe_2O_3 . .	5,84	3,70	5,77	9,85	3,62	2,91	3,34	4,32	2,94	3,37	3,45	3,18	2,05
FeO . . .	1,00	—	1,74	2,34	0,84	3,18	2,35	1,04	2,37	0,58	1,25	0,56	2,54
MnO . .	0,22	—	0,52	—	0,40	Sp.	Sp.	0,79	0,55	0,10	—	0,47	0,28
MgO . .	0,07	0,36	0,35	0,60	0,22	0,03	0,79	0,23	0,54	0,76	0,78	0,13	1,10
CaO . .	0,45	1,68	0,72	0,64	1,20	0,85	0,95	0,91	1,05	1,41	1,45	1,10	3,12
Na_2O . .	4,51	4,66	5,30	5,56	6,62	7,28	7,13	7,69	7,39	8,55	8,99	10,72	8,49
K_2O . . .	3,96	4,82	4,09	4,54	4,98	5,07	5,25	3,24	5,59	4,53	6,07	5,43	5,41
H_2O . . .	0,25	0,44	Sp.	0,20	0,50	0,20*	0,70	1,26*	1,90	2,57*	1,51	1,77	—
P_2O_5 . .	—	—	—	0,10	—	0,08	—	—	—	0,10	—	—	—
Sa. . . .	99,38	100,97	99,89	101,23	99,60	100,35	100,53	100,02	100,33	99,93	99,21	99,83	99,34
Sp. G. . .	—	—	—	—	—	—	—	2,708	—	—	—	—	2,642

* Glühverlust.

1. Quarztinguáit (Grorudit). Varingkollen. SW. Hakedalen. Norwegen.
2. „ Löken. N. Christiania, Norwegen.
3a. „ Gruslettengrube bei Grorud. Gangmitte. N. Christiania.
3b. „ Gruslettengrube bei Grorud. Gangsalband. N. Christiania.
4. Quarzführender Sölvsbergit. Sölvsberg. Kirchspiel Gran. Norwegen.
5. Sölvsbergit mit blauem Amphibol. Andrews Point. Cape Ann. Mass.
6. Hornblende-Sölvsbergit, Geröll. Lougenthal. Südnorwegen.
7. Glimmertinguáit. Manchester by The Sea. Essex Co. Mass (Mit 0,15 hygroskop. Wasser, 0,26 Cl.)
8. Nephelinführender Sölvsbergit. Zwischen Tjose u. Åklungen. Km 175,05 an der Bahn zwischen Christiania und Laurvik.
9. Sölvsbergit. Crazy Mountains. Montana. U. S. A.
10a. Tinguáit. Zwischen Åsildsröd und Asbjörnsröd. Südnorwegen. Gangmitte.
10b. „ Zwischen Åsildsröd und Asbjörnröd. Südnorwegen. Ganggrenze.
11. Aegiringlimmertinguáit. Gipfel der Foya. Serra de Monchique. Südportugal.

	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19a.	19b.	20.	21.	22.	23.
SiO_2 . . .	54,46	53,21	53,10	50,26	48,28	57,46	58,89	55,06	55,91	51,93	52,91	50,70	52,73
TiO_2 . . .	Sp.	0,35	—	0,24	—	0,60	—	—	—	0,20	fehlt	—	—
Al_2O_3 . .	19,96	22,02	19,07	20,15	20,72	15,40	19,67	23,29	23,88	20,29	19,49	13,72	20,05
Fe_2O_3 . .	2,34	4,18	5,57	3,67	6,24	4,87	1,79	3,29	3,12	3,59	4,78	6,07	3,43
FeO . .	3,33		fehlt	2,62	3,58	0,87	1,23	—	—	1,20	2,05	7,64	0,99
MnO . . .	Sp.	0,42	—	Sp.	0,22	Sp.	0,59	—	—	Sp.	0,44	1,42	—
MgO . . .	0,61	0,91	0,17	1,43	2,32	1,37	0,17	Sp.	Sp.	0,22	0,29	0,04	0,17
CaO . . .	2,12	1,33	1,33	3,28	2,88	2,59	1,31	1,46	1,22	1,65	2,47	0,86	3,35
Na_2O . . .	8,68	10,37	9,41	8,09	11,00	5,48	4,41	6,76	9,55	8,49	7,13	12,32	7,94
K_2O . . .	2,76	6,41	6,84	4,67	4,43	9,44	11,00	8,86	6,09	9,81	7,88	1,91	4,77
H_2O . . .	5,20	0,81	3,98	3,85	1,50	0,82	1,11*	1,08*	1,46*	0,99	1,19*	4,84	4,85
P_2O_5 . . .	—	—	—	0,05	0,18	0,21	—	—	—	0,06	Sp.	—	Sp.
Sa.	99,46	100,01	99,57	100,18	101,35	100,33	100,17	99,80	101,23	100,58	100,25	100,56	100,01
Sp. G. . .	—	—	—	—	2,760	—	2,557	—	—	—	—	—	—

* Glühverlust.

12. Tinguáit. Njurrjaurpachk. Umptek. Kola.
13. Tinguáitporphyr. Gang östlich unter dem Picota-Gipfel. Serra de Monchique. Südportugal.
14. Tinguáit. Gang im Gneiss an der Sta. Cruz-Eisenbahn. Km 37. Rio de Janeiro. Brasilien. (Mit 0,10 CO_2.)
15. Tinguáit. Alnö. (Mit 0,16 SO_5, 0,96 CO_2 und 0,75 seltenen Erden und Zirkonerde.)
16. Tinguáitporphyr mit Einsprenglingen von Nephelin, Biotit und etwas Olivin. Katzenbuckel. Odenwald.
17. Tinguáit (Kalitinguáit). Head of Bean Creek. Bearpaw Mts. Montana. (Mit 0,20 Cl, 0,13 SO_3, 0,60 BaO, 0,16 SrO, 0,13 CO_2, Spuren von Li_2O und Fl.)
18. Leucittinguáitvitrophyr. Südabhang der Picota zwischen Fornalhas und Casa Branca. Serra de Monchique. Südportugal.

19a. Leucittinguáitporphyr ohne die Pseudoleucit-Einsprenglinge. Serra de Tinguá. Rio de Janeiro. Brasilien.

19b. Pseudoleucit-Einsprenglinge desselben Gesteins. Serra de Tinguá. Rio de Janeiro. Brasilien.

20. Leucittinguáitporphyr. Beaver Creek, Bearpaw Mts. Montana. (Mit 0,70 Cl, 0,67 SO_3, 0,25 CO_2, 0,27 Fl, 0,09 BaO, 0,07 SrO, 0,10 hygroskop. Wasser, Spur Li_2O.)
21. Leucittinguáitporphyr mit Einsprenglingen von Sanidin und Pseudoleucit. Magnet Cove. Arkansas. (Mit 0,53 Cl, 0,52 SO_3, 0,48 seltenen Erden, 0,09 SrO, Spur Li_2O.)
22. Arfvedsonitleucittinguáit. Mit 1,04 ZrO_2. Der Leucit ist zu Analcim umgewandelt. Kangerdluarsuk. Grönland.
23. Heronit. Heron Bay. Nordufer des Lake Superior. (Mit 0,11 BaO, 0,69 hygroskop. Wasser, 0,93 CO_2.)

Biotit vertreten (Glimmertinguáite). Ihre Farbe ist saftgrün bis graulichgrün, mit etwas bräunlichem Ton bei den Glimmertinguáiten. Durch Verwitterung der Aegirine entstehen Rostflecken. Das Korn ist sehr fein oder ganz dicht, der Bruch eben bis flachmuschlig, glanzlos, wenn feldspathreich, ausgesprochen fettig, wenn nephelinreich. Sie gelatiniren kräftig mit Salzsäure.

Der Feldspath hat glasigen Habitus und gehört zum Sanidin oder Mikroklin ohne Gitterstructur, beide sehr oft perthitisch mit Albit durchwachsen, oder zum Anorthoklas; Karlsbader Zwillinge sind häufig. Die Einsprenglinge sind tafelförmig nach M; der Grundmassefeldspath isometrisch, seltener leistenförmig, so gern an den Ganggrenzen. — Der Nephelin ist glasig, bildet idiomorphe kurze Säulen als Einsprengling und in der Grundmasse. Er zeolithisirt leicht, besonders gern zu Analcim. Leucit begleitet öfters den Nephelin in kleinen Mengen. — Aegirin und Glimmer verhalten sich wie im Quarztinguáit und Sölvsbergit. — Eisenerze fehlen meistens ganz, Apatit und Zirkon sind spärlich. — An Übergemengtheilen sind sehr verbreitet die Mineralien der Mosandritgruppe, Laavenit und Verwandte, Ainigmatit, Cancrinit, in manchen Vorkommnissen auch Sodalith (Hauyn), Astrophyllit u. s. w. — Titanit, der nicht selten ist, gehört der Grundmasse an. — Die Grundmasse besteht wesentlich aus einem isometrischen, panidiomorph-, seltener allotriomorphkörnigen Gewebe von Alkalifeldspath und Nephelin, welches sehr reichlich von grossen Mengen von Aegirinmikrolithen, bezw. Glimmerblättchen, entweder gleichmässig oder in filzig moosartigen Aggregaten durchwoben ist (Fig. 38).

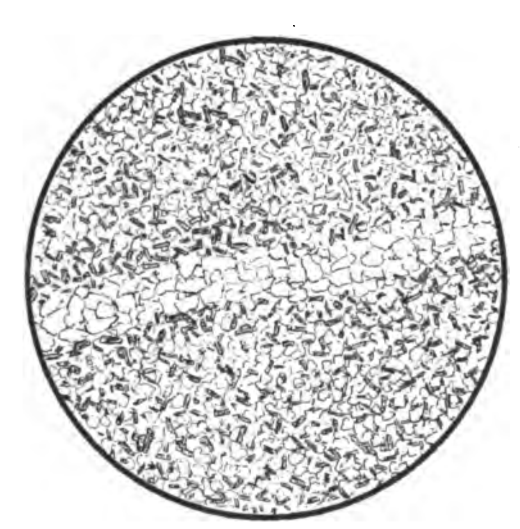


Fig. 38. Tinguáit mit Trum von Nephelinaplit. Serra dos Poços de Caldas, Brasilien. Vergr. 30 : 1.

Die chemische Constitution geben die Anal. 7, und 10—17, S. 222 und 223. Man erkennt das eisenreiche Foyaitmagma mit seinem hohen Gehalt an Al_2O_3 und Alkalien bei zurücktretenden alkalischen Erden. Die wechselnden Mengen der Alkalien geben nicht strengen, aber angenäherten Aufschluss über das Mengenverhältniss von Feldspath und Nephelin; dieses durchläuft alle Stadien vom nephelinfreien Sölvsbergit (Analyse 17) bis zu fast reinem Nephelingestein (Analyse 16). Der Wassergehalt ist ein Maass für die Zeolithisirung; CO_2 deutet auf

Cancrinit, seltener auf Carbonate, Cl und SO_3 auf die Mineralien der Sodalithgruppe.

Die Structur wechselt besonders mit dem Mengenverhältniss von Feldspath und Nephelin; bei normalen Gesteinen hat die Grundmasse die oben beschriebene Beschaffenheit, bei stark vorherrschendem Feldspath wird dieser gern leistenförmig und die Structur trachytoid und ausgeprägt fluidal, bei stark herrschendem Nephelin wird dieser sehr scharf idiomorph und die Aegirine setzen sich in radialen Büscheln daran; die Structur wird ocellar. — Bei Entwicklung porphyrischer Structur erscheinen der Sanidin, seltener daneben Nephelin und Aegirinaugit als Einsprenglinge.

Die Tinguáite, welche auch als randliche Modification der foyaitischen Tiefengesteine auftreten, begleiten die Elaeolithsyenite und Alkalisyenite der Serra de Tinguá, Serra de Mendonha, des Cabo Frio in Rio de Janeiro (Analyse 14), der Serra dos Poços de Caldas in S. Paulo, Brasilien, der Serra de Monchique in Portugal (Analyse 11), des südlichen Norwegens (Analyse 10), der Insel Alnö (Analyse 15) bei Sundsvall, der Gegend von Montreal in Canada, in den Bearpaw Mts., Montana (Analyse 17), der Gegend von Boston in Massachusetts, Hot Springs in Arkansas, in den Apache Mountains in Westtexas, die Lujaurite der Halbinsel Kola, den ijolithischen Nephelinit des Katzenbuckels im Odenwald (Fig. 39) als olivin-, nosean- und biotitreicher Tinguáitporphyr[1] und in sehr dichten, leucithaltigen, biotitfreien Trümern, mit Phonolith vergesellschaftet erscheinen sie in den Basalttuffen südlich von Mühlörzen bei Bensen im böhmischen Mittelgebirge (sodalithreich).

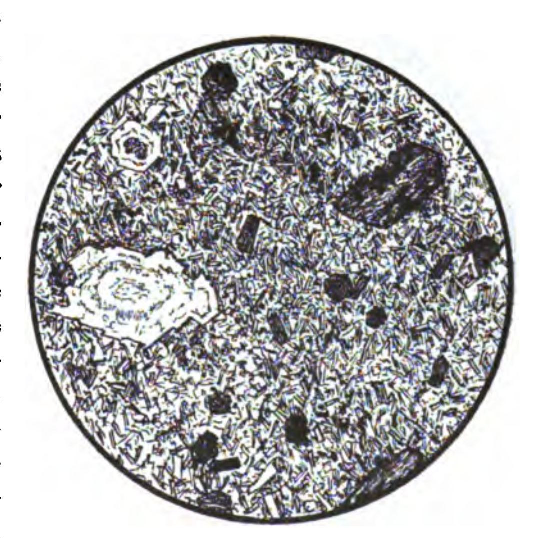


Fig. 39. Glimmertinguáitporphyr mit Einsprenglingen von Biotit und Nosean. Katzenbuckel. Odenwald. Vergr. 30 : 1.

[1] Der Pyroxen dieses Gesteins ist ein dem Aegirin nahestehender Aegirinaugit mit $\mathfrak{a} : c = 12^0$, $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ blaugrün, $\mathfrak{c}$ gelbgrün und der chemischen Zusammensetzung zu 51,58 SiO_2, 5,88 TiO_2, 0,95 Al_2O_3, 16,23 Fe_2O_3, 3,59 FeO, 0,34 MnO, 5,19 MgO, 5,35 CaO, 10,08 Na_2O, 0,63 K_2O, 0,89 H_2O, Sa. 100,71, spec. Gew. 3,501. Das Wasser entweicht erst beim Schmelzen. (Nach unveröffentlichten Untersuchungen von G. Lattermann.)

Glimmertinguáit-Gänge kennt man aus der Serra de Monchique, aus der Gegend von Laurvik, hier als Salband von Heumit, und Hedrum in Südnorwegen, von Alnö, von den Apache Mountains in Texas und aus der Gegend von Boston (Analyse 7).

Heronit (Anal. 23, S. 223) nannte COLEMAN ein tinguáitisches Ganggestein aus huronischen Conglomeratschiefern unfern der Heron Bay am Nordufer des Lake Superior. Das Gestein ist grün und roth gefleckt, die grünen Flecken bestehen wesentlich aus radial geordneten Feldspathleistchen, die rothen wesentlich aus einer farblosen isotropen Substanz, die als Analcim gedeutet wird, Feldspathbündeln und Aegirinnadeln, fleckig durch Eisenoxyde. Die Zusammensetzung wird berechnet zu 47 % Analcim, 28 % Orthoklas, 13 % Labradorit, 4 % Aegirin, 3 % Limonit, 2 % Calcit u. s. w.

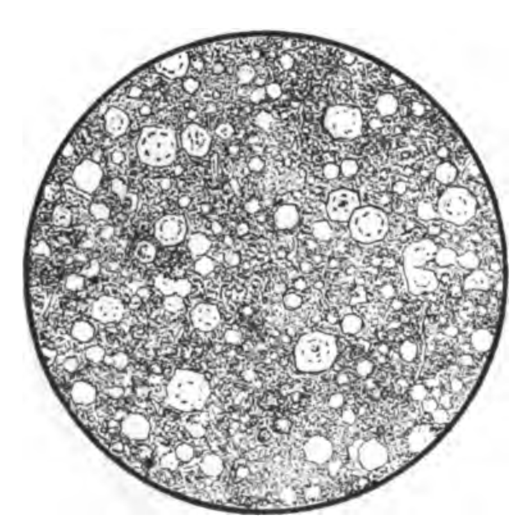


Fig. 40. Leucittinguáit. Magnet Cove, Ark. U. S. A. Vergr. 30 : 1.

§ 187. Leucittinguáite und Leucittinguáitporphyre entwickeln sich durch allmähligen Eintritt des stets idiomorphen Leucits in die Grundmasse und unter die Einsprenglinge aus den Nephelintinguáiten, mit denen sie sonst alle Eigenschaften theilen. Bei zunehmender Menge des Leucits tritt der Nephelin zurück. Neben Aegirin und Aegirinaugit erscheint oft Biotit. Melanit kommt gelegentlich als Übergemengtheil vor. Der Leucit scheint durchweg in Analcim umgewandelt, soweit er der Grundmasse angehört, da keine Zwillingslamellirung wahrnehmbar ist. Die Leuciteinsprenglinge sind Pseudoleucite (Anal. 19b), oft auffallend gross und tragen den Charakter von Fremdlingen, welche mit den Pseudoleuciten der Leucitsyenite und Leucitporphyre identisch wären. — Chemisch (Analyse 18—21) ist das Alkaliverhältniss charakteristisch.

Man kennt die Leucittinguáite und Leucittinguáitporphyre von der Serra dos Poços de Caldas, S. Paulo (Analyse 19a) und der Serra de Tinguá, Rio de Janeiro, von Magnet Cove (Fig. 40) und Little Rock in Arkansas (Analyse 21), vom Umptek auf der Halbinsel Kola, von der Serra de Monchique (Analyse 18), hier mit anscheinend ur-

sprünglich vitrophyrischer Grundmasse und von dem Beaver Creek in den Bearpaw Mountains in Montana (Analyse 20). In letzterem Gestein fehlen die Pseudoleucit-Einsprenglinge am Salband, welches ursprünglich glasig erstarrt zu sein scheint. Das Gestein enthält bis 10 % Sodalithmineralien.

In Arkansas verschwindet der Feldspath und Nephelin in den Leucittinguáiten bisweilen bis auf geringe Mengen, so dass fast reine Leucitgesteine als Endglieder hier, wie reine Nephelingesteine in den Nephelintinguáiten sich entwickeln.

In Grönland treten im Elaeolithsyenit sehr schmale Arfvedsonit-Leucittinguáitgänge mit hohem Eudialytgehalt (daher die ZrO_2 der Analyse 22) auf, der auch den Arfvedsonit-Sölvsbergiten nicht fehlt.

4) Gesteine von malchitischem Habitus.

§ 188. Es sind glanzlose, mittel- bis feinkörnige, selten dichte Gesteine von graugrünlichen bis grünlichgrauen und dunkelgrauen Farben, von panidiomorph-körniger oder seltener holokrystallin-porphyrischer Structur, wobei dann die feldspathigen Gemengtheile neben spärlicherer Hornblende einsprenglingsartig hervortreten. Sie gehören zur Gefolgschaft der Diorite und Gabbrogesteine.

§ 189. Malchit[1] (OSANN) ist ein feinkörniges bis dichtes, panidiomorph-körniges oder holokrystallin-porphyrisches Ganggestein, welches wesentlich aus Plagioklas und Hornblende besteht, welch beide Mineralien bei porphyrischer Structur auch Einsprenglinge bilden. Quarz ist in wechselnder, aber nie beträchtlicher Menge vorhanden. Apatit, Magnetit und Eisenerze sind Nebengemengtheile; Titanit als Einsprengling nicht häufig, und seltener Orthit sind Übergemengtheile.

Der Einsprenglingsfeldspath ist zonarer, nach M tafelförmiger, oft dunkel bestäubter Labrador mit polysynthetischer Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Karlsbader und Periklingesetz treten daneben auf. — Die gründurchsichtige Hornblende ist als Einsprengling gern mit Biotit durchwachsen. Die Grundmasse besteht aus einem körnigen Aggregat von isometrischem, selten polysynthetischem Feldspath mit Quarz, welches von reichlichen Hornblendenädelchen durchspickt wird. Nicht selten tritt neben Hornblende auch bräunlichgrün durchsichtiger Biotit auf; ersetzt dieser die Hornblende mehr oder weniger vollständig, so nehmen die Gesteine einen weichen Schimmer an, ähnlich wie die Hornfelse (Glimmermalchit) und der Feldspath wird saurer. Nach den Salbändern hin reichern sich die farbigen Gemengtheile gern an, die Gesteine werden odinitähnlich. — Fluidalstructur ist häufig.

---

[1] Malchen ist der Name des Melibocus im Odenwald im Volksmunde.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO_2	63,18	60,09	57,48	56,77	51,32	51,70	47,21
TiO_2	—	0,63	—	—	—	0,14	—
Al_2O_3 . . .	17,03	16,43	16,82	20,02	17,84	19,39	20,52
Fe_2O_3 . . .	0,24	2,28	8,49	6,40	4,34	2,54	7,48
FeO	6,37	3,01			6,70	6,44	5,32
MnO	—	0,12	—	—	—	—	—
MgO	0,92	4,37	4,64	3,70	4,18	4,64	4,16
CaO	4,17	5,76	5,45	5,40	9,51	8,95	8,63
Na_2O . . .	4,44	4,52	2,63	4,01	3,01	4,07	5,17
K_2O	2,91	0,70	4,57	3,94	1,52	0,83	0,83
H_2O	0,52*	1,16	0,25	0,13	1,98	0,92	0,84
P_2O_5	0,23	0,12	—	—	—	0,37	0,46
Sa.	100,20	99,60	100,33	100,37	100,40	100,62	99,91

* Glühverlust.

1. Malchit. Westabhang des Melibocus. Bruch der Granitwerke Melibocus (mit 0,19 SO_3). Gang in Granit. Odenwald.
2. Malchit. Gang in Granit. Casey's Tunnel. Flat Ledge. Ophir. Cal. (Mit 0,34 FeS_2, 0,07 CO_2, Spuren von BaO, SrO, SO_3.)
3. Malchit (mit Hornblende und Biotit). Passo di Campo. Adamello.
4. Glimmermalchit (mit Biotit und Diopsid). Südufer des Lago d'Arno. Adamello.
5. Luciit. Luciberg bei Zwingenberg. Odenwald.
6. Luciitporphyrit. Mühlberg bei Ernsthofen. Odenwald. (Mit 0,48 FeS_2, 0,15 hygrosk. Wasser.)
7. Beerbachit. Klingeschneise. Frankenstein. Odenwald. (Mit 0,19 FeS_2, 0,10 hygroskop. Wasser.)

Die chemische Zusammensetzung geben die Analysen 1—4; der MgO-Gehalt in Analyse 1 dürfte kaum richtig sein.

Die Malchite durchsetzen den Granitit von Heidelberg am Nordabhang des Ölberges bei Schriesheim, den Granitit des Melibocus in den Steinbrüchen des Westabhanges, den Gabbro unterhalb der Burg Frankenstein im nördlichen Odenwald und im Mordrachthale. — Analyse 2 zeigt einen Malchit aus der Marquette Range in Michigan. — Analyse 3 und 4 stellen Malchit aus dem Tonalit des Adamello und seines Schiefermantels dar. — Manche sogen. dichten Diorite mögen hierher gehören.

Verwandt mit den Malchiten, aber beträchtlich ärmer an SiO_2 sind die L u c i i t e (CHELIUS) von dem Luciberg bei Zwingenberg (Analyse 5) und vom Melibocus-Gipfel, sowie die Luciitporphyrite mit grossen Amphibol- und Feldspath-Einsprenglingen von Ernsthofen, und die O r b i t e (CHELIUS) von der Orbishöhe bei Zwingenberg im Odenwald.

§ 190. B e e r b a c h i t e (CHELIUS) sind f e i n k ö r n i g e b i s d i c h t e, g l a n z l o s e, g r a u e b i s h e l l g r a u e p a n i d i o m o r p h- k ö r n i g e (Fig. 5, S. 52) G a n g g e s t e i n e, w e l c h e a u s e i n e m g l e i c h-

körnigen Gemenge von Labrador und Diallag mit wechselnden Mengen von Hypersthen und Magnetit bestehen. Der Diallag ist sehr oft uralitisch umgewandelt. Es giebt olivinhaltige Arten. An Stelle des Diallags erscheint besonders in den Olivin-Beerbachiten gelegentlich braune Hornblende, der dann die übrigen Gemengtheile poikilitisch eingewachsen sind.

Die Beerbachite, olivinfrei und olivinhaltig, bilden schmale Gänge im Gabbro des Frankenstein im nördlichen Odenwald (Analyse 7), im Gabbro des Radauthals bei Harzburg (olivinfrei mit etwas Biotit und Titanit) und im Gabbro der schottischen Insel Rum.

5) Gesteine von pegmatitischem Habitus.

§ 191. Pegmatite nannte HAUY jene grobkörnigen bis grosskörnigen Quarzfeldspathmassen, welche in grosser Verbreitung an Granite und Gneisse gebunden auftreten, in denen die beiden Mineralien Quarz und Feldspath derart verwachsen sind, dass auf den breiten Spaltflächen nach P des Feldspaths (Orthoklas, Mikroklin, seltener Oligoklas) der Quarz in eckigen Querschnitten erscheint, deren Begrenzung nicht nothwendig von Krystallflächen herrührt, die vielmehr oft zackige Contouren mancherlei Gestalt mit aus- und einspringenden Winkeln zeigen, und die nicht selten bei rundum geschlossener Form wieder centrale Axen von Feldspath haben. Dadurch entstehen auf den Feldspathspaltflächen Zeichnungen, die an hebräische Buchstaben erinnern (Lapis hebraicus, Schriftgranit). Auf den Spaltflächen nach M des Feldspaths erscheint der Quarz in Gestalt langer, nicht ebenflächig begrenzter, oft gewundener, gern platter und stets quergestreifter Stengel. Das Wesen dieser eigenthümlichen Verwachsung liegt darin, dass innerhalb eines Feldspathindividuums sämmtliche Quarzindividuen in untereinander paralleler Stellung sich befinden, dass also eigentlich eine Durchdringung eines Feldspathindividuums mit einem Quarzindividuum mit unvollkommen idiomorpher Begrenzung beider vorliegt. Das beweist die gleichzeitige Entstehung beider Mineralien und die gewaltigen Dimensionen derselben deuten auf sehr langsames Wachsthum. Die Bildungsart der Pegmatite muss also eine andere gewesen sein als die der Tiefengesteine.

Die herrschende panidiomorphkörnige Structur der aplitischen Ganggesteine und ihre ausserordentlich häufige Vergesellschaftung mit pegmatitischen Gesteinen beweist die Verwandtschaft beider Typen; das klein miarolitische Gefüge der Aplite und die Häufigkeit grosser Drusen in den Pegmatiten sind dem Wesen nach identische Erscheinungen.

Die mit den Hauptgemengtheilen eines Pegmatits zusammen auf-

tretenden Neben- und Übergemengtheile zeigen zumal bei prismatischer Ausbildung oft sehr deutlich, dass sie von einer Wand her angeschossen sind wie in einem Hohlraume, in einer Druse. Ihre Lage innerhalb der Pegmatitmasse beweist, dass gleichzeitig mit ihrem Wachsthum die Hauptmasse des Pegmatits den leeren Raum allmählig füllte.

Unter den Übergemengtheilen der Pegmatite sind sehr verbreitet solche mit einem Gehalt an Fluor, Bor und andern flüchtigen Stoffen, wie Turmalin, Topas u. s. w.

Alle diese Momente weisen den Pegmatiten eine wesentlich pneumatolytische Entstehung zu und verlegen ihre Bildung in die pneumatolytische Periode der Geschichte eines Tiefengesteins und damit stimmt genau ihre Vergesellschaftung mit den jüngsten Ganggesteinen, den Apliten, und die oft sehr unregelmässige Gestalt ihrer Gänge, die sich nicht selten zu schmalsten Klüften verengen, um sofort wieder stark anzuschwellen. Hiermit stimmt ferner die S. 90 hervorgehobene Beziehung pegmatitischer Gebilde zu miarolitischen Drusen.

Je mehr pegmatitische Charaktere wir also in einem Tiefen- oder Ganggestein wahrnehmen, eine um so beträchtlichere Betheiligung müssen wir pneumatolytischen Vorgängen bei seiner Bildung zugestehen. Die wichtigsten pneumatolytischen Agentien sind in erster Reihe das Wasser, alsdann Bo_2O_3, Fl, Cl u. s. w.

Man hat sich nach Vorgang von DELESSE und NAUMANN daran gewöhnt, alle ungewöhnlich grobkörnigen Granite Pegmatite zu nennen; das führt zu Verwirrungen. Das Wesen der Pegmatite liegt nicht in erster Linie im Korn, sondern im Fehlen einer gesetzmässigen Succession der Bildungsperioden der Gemengtheile und dann, was sich aus der pneumatolytischen Genese leicht erklärt, in einer geringen Beständigkeit der relativen Menge dieser. Granitische Pegmatite gehen ebenso wie die Aplite gelegentlich in reine Quarzgänge über.

Jede Gruppe von Tiefengesteinen hat ihre pegmatitischen Gänge. Die Pegmatite im engeren Sinne gehören zu den normalen Graniten und Syeniten. Ausser den Hauptgemengtheilen Orthoklas oder Mikroklin mit Gitterstructur und Quarz (sehr oft rauchtopasähnlich) findet sich herrschend heller Glimmer (Muscovit und Lepidolith), spärlicher dunkler Biotit. Nebengemengtheile sind besonders Apatit in grossen Prismen, selten Zirkon und Eisenerze. Bei den Übergemengtheilen sind Turmalin, Granat, Cordierit, Andalusit, Topas, Rutil, Cassiterit, Beryll, Chrysoberyll, Korund (oft sehr reichlich), Uranglimmer, Wolframit, Uranpecherz (Cleveit), Molybdänglanz, Amblygonit, Triphylin und verwandte Mineralien, Orthit, Gadolinit, Polykras, Tantalit, Phenakit, Fluorit, Spodumen u. a. zu erwähnen.

Einen Pegmatit der Alkaligranite stellt das bekannte Muttergestein der Akmite von Rundemyr, Eker, Südnorwegen dar.

Zum Laurvikit gehören die durch ihren schillernden Feldspath berühmten Gänge von Frederiksvärn. Barkevikit und Aegirin sind die verbreiteten dunklen Gemengtheile, letzterer in derselben Ausbildung, wie die Quarzstengel im gewöhnlichen Pegmatit und in derselben Regelmässigkeit wie diese mit dem Feldspath verwachsen. Auch hier treten feinkörnige Ausbildungsformen bald randlich, bald central auf. Die zur Gangmitte symmetrische Anordnung der Gemengtheile ist oft sehr deutlich.

Durch ihren Mineralreichthum zeichnen sich die Elaeolithsyenit-Pegmatite auf den Inseln und an dem Ostufer des Langesundfjord in Südnorwegen aus. Albit und Mikroklinmikroperthit nebst Elaeolith und Sodalith sind die farblosen, Lepidomelan oder Aegirin die farbigen Gemengtheile. Ausser den als Übergemengtheile der Elaeolithsyenite aufgeführten Mineralien wäre besonders Thorit (Orangit), Homilit, Leukophan, Melinophan, Eukrasit, Polymignyt, Katapleit, Xenotim, Wöhlerit u. s. f. zu nennen. — Verwandte Gänge sind in Arkansas, Kola und Grönland bekannt.

Die spärlich in Dioriten bekannten Pegmatite scheinen wesentlich den Charakter der granitischen Pegmatite zu haben.

Gabbropegmatite bestehen wesentlich aus Labrador und Hypersthen nebst Ilmenit. Man kennt sie vom südlichen Theil der norwegischen Westküste (Ekersund, Soggendal) und von der Paul's-Insel an der Küste von Labrador.

Lamprophyrische Ganggesteine.

§ 192. Die lamprophyrischen[1] Ganggesteine haben im frischen Zustande dunkelgraue bis schwarze Farben, die sich bei der Verwitterung gern bräunen und mittleres oder feines bis dichtes Korn. Sie sind körnig oder porphyrisch; dann liefern die farbigen Gemengtheile (Biotit, Amphibol, Pyroxen, Olivin) die Einsprenglinge, der Feldspath verbleibt in der Grundmasse. Sie neigen sehr zur Verwitterung und imprägniren sich dann stark mit kohlensaurem Kalk, der aber bei fortschreitender Zersetzung zu eisenschüssigem Thon wieder verschwindet, so dass die scheinbar frischeren Gesteine bei Betupfung mit Säure brausen, nicht die unfrischen. Sie geben beim Anhauchen fast stets einen intensiven Thongeruch. — Kuglige Absonderung mit oft sehr dünnen Schalen ist neben plattiger und krummschaliger sehr verbreitet.

---

[1] Der Name Lamprophyr wurde 1879 von C. W. v. Gümbel für gewisse hierher gehörige Gesteine des Fichtelgebirges zuerst angewendet.

Mikroskopisch zeigen sie eine hervorragend panidiomorph-körnige oder eine holokrystallin-porphyrische Structur. Hypokrystallin-porphyrische Structur kommt gelegentlich vor. Diese und die bei einer Abtheilung regelmässig vorhandene vitrophyrische Structur erlauben eine Mandelbildung.

Chemisch stehen alle lamprophyrischen Ganggesteine in einem polaren Gegensatz zu den aplitischen. Die feldspathbildenden Kerne treten zurück und mit ihnen der Quarz, die Al-freien Kerne wachsen stark an. Sie sind durchweg reich an Apatit, arm an Zirkon und Eisenerzen, ja diese fehlen oft ganz. Der in den entsprechenden Tiefengesteinen häufige Titanit verschwindet fast absolut; an seine Stelle tritt der dort seltene Olivin als Übergemengtheil.

Die Lamprophyre bilden mit Vorliebe schmale Gänge von wenigen Metern Mächtigkeit bis zu winzigen Trümern. Kein anderes Ganggestein zeigt einen solchen Reichthum an Einschlüssen der durchbrochenen Felsarten. Die lamprophyrischen Gänge scheinen durchweg älter zu sein, als die aplitischen.

Nach geologischen und habituellen Verwandtschaften gliedern sich die Lamprophyre in drei Reihen:

1) die Minette-Kersantit-Reihe,
2) die Vogesit-Odinit-Reihe,
3) die Camptonit-Alnöit-Reihe.

Innerhalb jeder Reihe sind die einzelnen Glieder durch Übergänge verbunden; auch kommen solche zwischen der ersten und zweiten Reihe vor, sie fehlen zwischen diesen und der dritten.

Die Gesteine der ersten und zweiten Reihe gehören zur Gefolgschaft der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen, die der dritten zur Gefolgschaft der foyaitischen und theralithischen Tiefengesteine. Gelegentlich treten die Lamprophyre als Grenzfacies oder locale Ausbildungsformen in den zugehörigen Tiefengesteinen auf.

Die Minette-Kersantit-Reihe.

§ 193. Im frischen Zustande graue bis grauschwarze, im verwitterten röthlich-, gelblich- oder graubraune Gesteine von feinem bis dichtem, in mächtigen Gängen auch mittlerem Korne, in denen sofort ein hoher Gehalt an dunklem Glimmer auffällt. Der bei den Minetten fast immer röthliche, bei den Kersantiten meistens weissliche Feldspath tritt nur bei mittelkörnigen Typen hervor, versteckt sich bei den feinkörnigen sehr und ist bei den porphyrischen nicht wahrnehmbar. Quarzkörner mit einem schmalen Mantel grünlicher Hornblende, grosse Feldspäthe mit randlich und central oft verschiedener Farbe, grosse Hornblendesäulen und Biotitblätter erweisen sich durch

ungleiche Vertheilung im Gestein und ihre Verbindung mit Gesteinseinschlüssen meistens leicht als Fremdlinge, die von zerspratzten Tiefengesteinsmassen herrühren.

Minetten und Kersantite unterscheiden sich durch die Vorherrschaft des Orthoklas in den Minetten, des Plagioklas in den Kersantiten, verhalten sich aber sonst in Mineralbestand, Structur und geologischer Verknüpfung durchaus ähnlich. Der herrschende farbige Gemengtheil ist in beiden Gesteinen dunkler Glimmer, sehr oft begleitet von Diopsid, seltener von Hornblende. Das Auftreten von Olivin oder seinen Umwandlungsproducten bedingt Unterabtheilungen. Die spärlichen Eisenerze, reichlicher Apatit und etwas Zirkon sind Nebengemengtheile.

	1.	2.	3.	4.	5
SiO_2	41,20	36,61	40,80	37,98	48,23
TiO_2	—	3,16	—	1,82	—
Al_2O_3	12,37	15,26	11,89	18,20	5,28
Fe_2O_3	6,03	5,11	18,87	1,19	4,83
FeO	3,48	8,32	—	12,16	5,01
Mn_2O_3 . . .	1,67	—	—	—	—
MgO	19,03	16,81	11,94	13,98	15,84
CaO	1,63	2,71	3,68	8,45	19,85
Na_2O	1,28	—	—	1,44	0,67
K_2O	7,94	7,00	10,63	5,95	0,52
H_2O	2,90	4,95	0,55	2,61	0,45
Sa.	98,81	100,13	99,41	98,78	100,68

1. Biotit aus Minette. Framont. (Mit 0,22 Li_2O, 1,06 Fl.)
2. „ „ „ Weiler bei Weissenburg. (Mit 0,20 Fl.)
3. „ „ Kersantit. Adolphseck bei Langenschwalbach. Sp. G. 2,92. (Mit 1,05 Fl.)
4. „ (mit etwas Hornblende gemengt) aus Kersantit. Gailbach bei Aschaffenburg. Spessart. Sp. G. 3.072.
5. Augit aus Minette. Weiler bei Weissenburg.

Der dunkle Glimmer (Analyse 1—4, oben) bildet idiomorphe hexagonale Täfelchen, die sehr häufig u. d. M. einen helleren Kern und eine dunklere eisenreichere Randzone haben. Eine magmatische Corrosion der Umrisse ist bisweilen schon mit der Loupe zu beobachten. Bei der Verwitterung bleicht er sich entweder unter Ausscheidung von Limonit oder er geht in Chlorit über und wird grün. Fast stets sieht man u. d. M. hierbei eine Ausscheidung von TiO_2 als Rutil oder Anatas. — Die Hornblende bildet schlanke, seltener gedrungene Säulchen und wird braun, seltener grün durchsichtig; mit blossem Auge ist sie meistens nicht wahrnehmbar; durch starkes Anwachsen der Hornblende und Zurücktreten des Biotit vollziehen sich Übergänge in Vogesite und Spessartite. — Blaue Riebeckithornblende erscheint ausnahmsweise (Wackenbach bei Schirmeck im Unterelsass, Mittershausen im Odenwald). — Der Pyroxen ist weit häufiger als die Amphibole, aber durchweg erst durch d. M. nachzuweisen; er gehört zum Diopsid (Analyse 5) und bildet gedrungene achtseitige Prismen. Bei seiner

Verwitterung in Serpentin und Chlorit bilden sich die beträchtlichen Mengen von kohlensaurem Kalk, demzufolge die Gesteine so kräftig brausen. In gewissen Gegenden wandelt er sich in Uralit um (Spessart). — Bronzit, seltener Hypersthen charakterisirt neben Diopsid gewisse Harzer Kersantite (Michaelstein). — Jünger als alle andern Gemengtheile sind die Feldspäthe. In den normalen Minetten herrscht bis zum Ausschluss der Plagioklase ein isometrischer bis kurz leistenförmiger Orthoklas in meistens einfachen Krystallen, weit seltener in Karlsbader Zwillingen; nach der Bauschanalyse der Gesteine muss er reich an Na_2O sein. Er verwittert zu Kaolin. Die begleitenden polysynthetischen Feldspäthe scheinen z. Th. zum Anorthoklas, z. Th. zum Oligoklas zu gehören. — Der Feldspath der Kersantite ist ein nach M tafelförmiger Oligoklas oder Labrador, gelegentlich mit Mänteln von Orthoklas, der auch selbständig in kleinen Mengen auftritt. — Primärer Quarz fehlt den Minetten und Kersantiten ganz oder tritt nur als spärlicher Kitt der Feldspäthe, bezw. in granophyrischen Verwachsungen mit diesen auf.

Von Übergemengtheilen ist der sehr selten frische Olivin in idiomorphen, oft stark corrodirten Individuen der wichtigste, und liefert die Typen Olivinminette und Olivinkersantit. Fast durchweg ist er vollständig umgewandelt, entweder in Carbonate und Limonit, häufiger in Talk und besonders häufig in ein filziges Aggregat von Strahlsteinnadeln, welches Pilit (Pilitminette und Pilitkersantit) genannt wird. — Harzer Kersantite von Michaelstein führen mikroskopischen Cordierit in zierlichen Durchkreuzungsdrillingen und Sechslingen. — Selten ist Orthit.

§ 194. Die Minetten[1] sind panidiomorph-körnige oder holokrystallin-porphyrische Ganggesteine aus der Gefolgschaft der granito-dioritischen Tiefengesteine, welche durch die Mineralcombination Orthoklas-Biotit charakterisirt sind. Der reine Gesteinstypus mit den oben angegebenen Nebengemengtheilen ist selten, ebenso der durch Hinzutritt von Hornblende bedingte Typus der Amphibolminette, am verbreitetsten ist der durch Hinzutritt von Diopsid gegebene Typus der Augitminetten. Olivin oder seine Umwandlungsproducte bilden Varietäten in allen drei Typen.

Den chemischen Bestand der Minetten geben die Analysen 1—8, S. 235; ihr Gehalt an H_2O und CO_2 zeigt, dass man durchaus frische Minetten nicht kennt. Die meist sehr deutliche Vorherrschaft des K_2O unter den Alkalien ist sowohl durch den Biotit, wie durch die Natur des Feldspaths bedingt; ein Anschwellen des Na_2O deutet auf Übergänge in Kersantit. Der Gesammtcharakter gegenüber den apli-

---

[1] Der Name wurde von dem elsässischen Geologen VOLTZ der Bergmannssprache entnommen und, geknüpft an die Gänge der Gegend von Framont im oberen Breuschthal (Unterelsass), 1834 in die Literatur eingeführt.

	1.	2.	3a.	3b.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO_2 . . .	59,52	51,15	57,37	57,30	52,70	45,93	42,07	41,43	46,11	50,81	54,36	52,12	53,16	52,61	51,80	49,16
TiO_2 . . .	Sp.	—	—	—	1,71	—	—	—	0,84	1,71	0,96	1,20	—	0,50	—	0,42
Al_2O_3 . . .	13,65	15,91	13,84	14,04	15,07	11,88	14,78	16,46	14,75	15,13	14,71	13,52	7,96	14,64	16,65	14,17
Fe_2O_3 . . .	0,21	4,63	2,44	1,50	8,41	1,17	8,64	8,78	2,20	2,40	1,89	2,56	9,24	1,36	4,93	4,62
FeO . . .	5,33	3,72	3,44	4,72	—	8,72	3,00	3,16	4,51	3,52	6,11	4,53	4,77	6,75	2,14	6,60
MnO . . .	0,96	—	Sp.	—	—	0,47	Sp.	0,19	Sp.	Sp.	—	—	1,23	0,30	0,29	Sp.
MgO . . .	5,11	4,14	6,05	6,10	7,23	9,97	8,31	9,83	5,73	10,64	7,92	6,36	3,05	7,20	6,90	7,01
CaO . . .	5,12	7,68	5,53	5,80	5,33	11,85	8,17	10,05	7,82	4,96	2,42	5,78	6,64	7,30	7 35	6,45
Na_2O . . .	2,58	1,92	1,53	1,60	3,12	1,90	1,90	0,63	1,29	1,01	1,18	2,34	2,97	0,82	3,68	4,61
K_2O . . .	6,26	5,97	4,47	4,34	4,81	3,28	1,69	1,24	3,84	7,01	4,62	5,36	3,06	0,95	4,05	2,23
H_2O . . .	1,66*	2,75	3,17	3,14	2,38	0,67	2,42	1,83	2,90	3,07	4,05	1,86	1,77	2,70	1,32	4,22*
P_2O_5 . . .	0,22	—	0,37	0,26	—	1,66	0,57	0,65	—	0,62	0,52	0,92	1,20	0,30	—	Sp.
CO_2 . . .	—	2,12	0,67	1,15	—	2,69	7,23	5,15	7,32	—	0,47	3,59	4,08	3,40	0,50	—
Sa.	100,62	99,99	100,01	100,02	100,76	101,64	98,78	99,40	99,65	100,88	99,64	100,36	99,34	99,52	99,61	99,49
Sp. G. . .	2,764	—	2,540(?)	2,589(?)	—	—	2,811	2,790	2,904	—	2,755	2,726	2,86	—	—	2,72

* Glühverlust.

1. Augitminette. Wehrathal. Südl. Schwarzwald.
2. „ Leonhardskopf bei Flockenbach. Odenwald.
3a. „ Kirchhäuser Thal, rechtes Gehänge, bei Heppenheim Gangmitte. (Mit 1,13 FeS_2, Sp. SO_3)
3b. „ Kirchhäuser Thal, rechtes Gehänge, bei Heppenheim. Dichtes Salband (0,07 SO_3). Odenwald.
4. „ Weiler bei Weissenburg. Elsass.
5. Hornblendeminette. Framont. Elsass. (Mit 0,97 Fl, 0,48 S.)
6. Glimmerminette. Haut-de-Steige. Elsass.
7. „ Mönkalb bei Barr. Elsass.
8. Minette. Conanicut Island. R. I., U. S. A. (Mit 1,37 S und 0,97 nicht mit $HKSO_4$ aufschliessbarer Erden.)
9. Augitminette, plagioklasreich, mit Olivin, der in Talk verwandelt ist. Mitte eines 2 m mächtigen Ganges. Zweiter Bruch oberhalb der Gasanstalt. Plauen'scher Grund bei Dresden. (Mit Sp. von CO_2 und Cl.)
10. Kersantit. Klostergrund. Michaelstein. Harz. (Mit 0,38 SO_3 und 0,05 C.)
11. „ Zwischen Ober- u. Unter-Neubrunn. SO. Thüringer Wald. (Mit 0,22 S.)
12. „ Heimbach. Nassau. (Mit 0,17 S und 0,04 Fl.)
13. „ Laveline. W. Abhang der Vogesen zwisch. Markirch und St. Dié. (Mit Cr_2O_3 = 0,35, Cu = 0,24, S = 0,10.)
14. „ Stengerts bei Aschaffenburg, arm an Einschlüssen.
15. „ Schieferbruch Bärenstein b. Schmiedebach. Fichtelgeb.

tischen und granitporphyrischen, sowie gegenüber den Tiefengesteinen von gleichem Mineralbestand liegt in der Combination eines niederen Gehaltes an Al_2O_3 und SiO_2 mit gleichmässig beträchtlichem Gehalt an Alkalien, alkalischen Erden und Eisen. — Das S und SO_3 der Analysen rührt von accessorischem Pyrit her.

Die panidiomorph-körnige Structur der Minetten geht nach dem Centrum mächtigerer Gänge hin bisweilen unter gleichzeitiger Abnahme des Biotits und Zunahme des Feldspaths bei grösserem Korn in die hypidiomorphe der Tiefengesteine über. Die Salbänder mächtiger Gänge und schmale Gänge in ihrer ganzen Masse zeigen oft eine Kugelstructur (Kugelminette), so vielfach im Odenwald, bei Weiler unfern Weissenburg im Elsass u. s. w. Die Kügelchen bestehen aus Feldspath, dem öfters Quarz oder Calcit beigemengt sind und sind von einer dichten Haut idiomorpher Biotitblättchen überzogen; es sind Secretionen in ursprünglichen Mandelräumen. — Bei porphyrischer Entwicklung der Minetten treten nicht die Feldspäthe in zwei Generationen auf, wie in den granitporphyrischen Ganggesteinen, sondern der Biotit, der Diopsid und die Hornblende (Fig. 41). Wo sich zu diesen Feldspäthe einer älteren Generation gesellen, nehmen die farbigen Gemengtheile ab und es bilden sich Übergänge in Syenitporphyre.



Fig. 41. Pilitkersantit. Karlstätten, Nieder-Österreich. Einsprenglinge von Pilit, Augit und Biotit in Feldspathgrundmasse mit kleinen Augiten und Biotiten. Vergr. 30:1.

Die Minetten verwittern leichter als die Granite und Diorite; im Profil treten sie nicht mauerartig vor, wie die Aplite, sie sind vielmehr ausgewaschen und hinterlassen hohle Gräben. In vegetationsbedecktem Gebirge entziehen sie sich sehr leicht der Beobachtung. Die classischen Verbreitungsgebiete liegen in den Vogesen, zumal im oberen Breuschthal (Analyse 5), in der Umgebung des Hochfeldmassivs zwischen Rheinthal, Weiler Thal und Breuschthal (Analyse 6 und 7), sowie im Gebiet des Ballon de Giromagny und im Odenwald nördlich des Neckarthals (Anal. 2 und 3) bis nach Darmstadt. Ebenso treten sie im Schwarzwald (Anal. 1), im Meissener Granit-Syenitmassiv (Ana-

lyse 9), im Erzgebirge, im Fichtelgebirge, in der Auvergne, im nördlichen England (mica traps) u. s. w. auf.

§ 195. **Die Kersantite sind hypidiomorph-körnige oder holokrystallin-porphyrische Ganggesteine aus der Gefolgschaft der granito-dioritischen Tiefengesteine, welche durch die Mineralcombination Plagioklas-Biotit charakterisiert sind.** Der reine Typus, sowie der Typus der Hornblendekersantite sind selten; die Augitkersantite herrschen entschieden. Übergänge zwischen diesen kommen vor. Durch Hinzutritt des Olivins und seiner Umwandlungsproducte entstehen Unterabtheilungen.

Den chemischen Bestand der Kersantite geben die Analysen 10—15, S. 235. Für denselben gilt das bei Minette Gesagte.

Ebenso gilt das über die Structurformen und ihre Übergänge bei den Minetten Bemerkte in voller Ausdehnung auch für die Kersantite. Nur ist hier ein gröberes Korn der Gesteine wohl häufiger als dort.

Hauptverbreitungsgebiete der Kersantite liegen in der Umgebung von Brest in der Bretagne, wo die Gesteine Kersanton genannt werden. Unter diesem Namen führte sie A. DELESSE in die Literatur ein. Dann fanden sie sich in der Umgebung von Markirch und Lavelline (Analyse 13) in den Vogesen wieder und wurden von A. DELESSE bei Markirch als Kersantit bezeichnet. — Weit verbreitet erscheinen sie im Odenwald und im Spessart in der Gegend von Aschaffenburg, wo die an Einschlüssen von Orthoklas und Quarz, auch von Granit zumal am Salband reichen Vorkommnisse vom Stengerts (Analyse 14) von GÜMBEL für Granitporphyr gehalten und Aschaffit genannt wurden. — Ebenso erscheinen die Kersantitgänge im rheinischen Schiefergebirge (Analyse 12), im Thüringer Wald (Analyse 11), am Harz bei Kloster Michaelstein unfern Blankenburg cordierit- und bronzitführend und mit reichlichen Einschlüssen des krystallinen Schiefergebirges (Analyse 10), im Bodethal u. s. w., im Erzgebirge, im Elbgebirge, im Riesengebirge, im Morvan, nördlichen England u. s. w. — Reich an brauner Hornblende in zwei Generationen sind gewisse Kersantite im Amphibolgranit des Spessarts und im Tonalit der Rieserferner. Das sind die Übergänge in Spessartit; solche in Minette sind allenthalben bekannt.

Minetten und Kersantite haben oft sehr deutliche Einwirkung auf ihre Nebengesteine ausgeübt, besonders wo die Gänge mächtig sind und sich stockartig erweitern. Sie tragen den Charakter der Tiefengesteins-Contactzonen hier ebenso, wie bei allen Ganggesteinen.

§ 196. Im Erzgebirge und in der Lausitz treten weitverbreitet Gänge von einem diabasähnlichen Habitus im Granit und im Phyllit auf, welche sich durch weitgehende Ersetzung des Biotits durch einen violettgrauen bis röthlichen basaltischen Augit auszeichnen. Dabei wächst die Menge des Plagioklas (Labrador), Olivin wird häufig, Fetzen von brauner Hornblende sind neben Biotit vorhanden, Titan- und Magneteisen werden reichlich, Quarz erscheint in kleinen Mengen und die Structur nähert sich der diabasisch-körnigen. Eine sehr innige Durchdringung des Nebengesteins in schmalen Trümern und zahlreiche Einschlüsse der Granitmineralien sind charakteristisch. Hierher gehört ein in der Literatur vielgedeuteter Gang bei Tannenbergsthal im Erzgebirge. — Auch die basischen Theile der thüringer gemischten Gänge (S. 202) im Trusethal (Gangmelaphyre) haben viel Verwandtes.

Ebenso schliessen sich trotz ihres abweichenden Habitus die Cuselite an, welche Intrusivlager und Gänge in den Ottweiler und oberen Cuseler Schichten des Saar-Nahe-Gebiets bilden. Es sind wesentlich porphyrische Gesteine, welche Einsprenglinge von Labrador und meist vollständig chloritisirtem oder uralitisirtem Diopsid in einer panidiomorph-körnigen Grundmasse aus zwillingsgestreiften Plagioklasleisten mit viel isometrischem Orthoklas, etwas Biotit, brauner Hornblende und chloritisirtem oder uralitisirtem Diopsid enthalten. Zwischen den Feldspäthen der Grundmasse drängt sich in eckigen Räumen Quarz oder ein granophyrisches Quarz-Orthoklas-Aggregat ein. Oft fehlen auch die Einsprenglinge und die Structur ist körnig; randlich tritt auch wohl eine pilotaxitische Structur mit geringen Mengen einer Glasbasis auf. Bei der Verwitterung röthet sich der Feldspath gern, wie das auch bei den Kersantiten vorkommt. Die Zersetzung des Diopsid bedingt den CO_2- und H_2O-Gehalt der Analysen in erster Linie. Auf der preussischen geologischen Karte heissen diese Gesteine nach Lossen „biotitarme Augit-Kersantite". Einige der wichtigsten Fundorte geben die folgenden Analysen; der Spiemont bei St. Wendel ist ein anderer.

	1.	2.	3.	4.
SiO_2	58,02	57,12	55,49	54,55
TiO_2	0,30	1,17	1,78	0,96
Al_2O_3	16,35	15,40	14,57	15,44
Fe_2O_3	4,17	2,80	8,68	3,48
FeO	1,60	4,39	0,66	0,80
MnO	0,51	—	—	—
MgO	4,34	5,13	3,61	4,41
CaO	3,51	2,24	0,68	7,85
Na_2O	2,97	2,84	1,86	2,45
K_2O	3,05	3,77	7,87	4,09
H_2O	4,41	4,35	3,96	3,75
P_2O_5	—	0,22	0,27	0,45
CO_2	—	0,75	—	2,16
Sa.	99,23	100,26	99,48	100,49
Sp. G.	—	2,625	2,839	2,67

1. Cuselit. Intrusivlager in Ottweiler und oberen Cuseler Schichten. Remigiusberg bei Cusel.
2. „ Bosenberg bei St. Wendel. (Mit 0,08 SO_3.)

3. Cuselit.	3—4 km langer Gang bei Winterbach unfern Ottweiler. Rheinpreussen. (Mit Spur SO_3.)
4. „ .	Gangkuppe bei Gronig, Quellgebiet der Blies. Rheinpreussen (Mit 0,10 SO_3.)

Die Vogesit-Odinit-Reihe.

§ 197. Alle Gesteine dieser Reihe unterscheiden sich von den Minetten und Kersantiten durch das absolute Fehlen oder doch nur ganz spurenweise Vorhandensein des Biotits. Sie haben alle dichtes bis sehr dichtes Korn; wo Einsprenglinge auftreten, gehören sie der Hornblende oder dem Augit, äusserst selten dem Feldspath an.

Die Vogesite sind im frischen Zustande grünlich- bis dunkelgraue, auch basaltisch schwarze, panidiomorph-körnige Ganggesteine, die wesentlich aus Orthoklas (mit wechselnden Mengen von Plagioklas), starkglänzenden, schlanken, schwarzen Hornblendesäulchen und kurzen, matteren Diopsidprismen in sehr wechselnden Mengen bestehen. Sie enthalten reichlichen Apatit und sehr spärliche Eisenerzpartikel, sowie ganz selten Zirkon als Nebengemengtheil. Quarz ist sehr spärlich als Kitt vorhanden oder fehlt ganz. — Gelegentlich accessorischer Olivin pflegt in Talk oder in Pilit umgewandelt zu sein. Die Gesteine verwittern röthlich-braun oder rostroth, selten gelblichgrau.

Die vorzüglich idiomorphe Hornblende (Analyse 5a) ist bräunlich bis bräunlichgrün, selten grün durchsichtig. — Der Augit ist sehr oft in Gemenge von Chlorit und Epidot oder Calcit umgewandelt. Beide pflegen mit blossem Auge oder der Loupe erkennbar zu sein. — Der nicht mit der Loupe erkennbare Feldspath bildet ein gleichmässig isometrisches, an den Salbändern und in sehr schmalen Gängen auch wohl trachytoides Gewebe, welches von den sehr reichlichen farbigen Gemengtheilen durchwoben ist. Die annähernd gleichzeitige Bildung der verschiedenen Gemengtheile erhellt aus der Thatsache, dass die Hornblenden gelegentlich Feldspathkerne enthalten. — Je nach der Vorherrschaft der Hornblende oder des Augits hat man Hornblende-Vogesite und Augit-Vogesite unterschieden.

Die chemische Zusammensetzung geben die Analysen 1 und 2. Andere Vogesite sind SiO_2-reicher, so hat ein solcher von der Orbishöhe am Melibocus 52,74 %. Der lamprophyrische Charakter ist deutlich.

Die Vogesite bilden schmale Gänge im Hornblendegranitit und seinem Schiefermantel in der Umgebung von Hohwald am Hochfeld im Unter-Elsass, besonders im Andlauthal und bei Forsthaus Welschbruch, im Odenwald am Luciberg und der Orbishöhe bei Zwingenberg,

	1.	2.	3.	4.	5.	5a.
SiO_2	48,43	45,07	45,15	54,67	54,64	50,08
Al_2O_3	11,41	18,13	15,39	12,68	12,09	8,13
Fe_2O_3	12,32	7,09	2,76	11,68	1,81	2,69
FeO	0,64	4,97	5,64	2,13	5,03	6,71
MnO	0,34	Sp.	0,14	—	0,13	0,49
MgO	8,23	7,24	6,38	6,11	11,86	16,31
CaO	9,97	6,94	8,83	4,96	7,74	11,21
Na_2O	3,59	2,84	2,67	3,85	2,35	1,22
K_2O	3,21	Sp.	2,77	3,65	1,01	0,46
H_2O	1,33	3,63	2,85	2,10	2,44	1,40
P_2O_5	nicht best.	0,61	0,56	—	0,08	—
CO_2	Sp.	4,01	4,27	—	—	—
Sa.	99,47	100,53	100,21	101,84	100,01	99,46
Sp. G.	2,929	2,757	2,70	—	—	—

1. Amphibolvogesit. Zwischen den Forsthäusern Welschbruch und Rothlach bei Hohwald. Unter-Elsass.
2. Augitvogesit. Sanelberg im Kirneckthal bei Barr. Unter-Elsass. Sehr stark zersetzt.
3. Augit-Amphibolvogesit. Fourmile Creek. Castle Mountain. Montana. U. S. A. (Mit 2,80 TiO_2).
4. Spessartit. Waldmichelbach im Vorspessart. (Fe_2O_3 enthält TiO_2.)
5. „ („Quarzamphiboldiorit"). Wasserscheide zwischen Butte Co. und Plumas Co. Californien. (Mit 0,61 TiO_2, 0,05 NiO, 0,05 BaO, 0,12 hygroskop. Wasser. Spur Li_2O und SrO).

5a. Amphibol aus dem Gestein der Analyse 5. (Mit 0,76 TiO_2.)

an der Schäfersmühle bei Kirschhausen (augitreich), in der Umgebung von Heppenheim und Mittershausen. Der Granitporphyr am Schlossberg von Niedermodau enthält ihn als Einschluss, im Weisseritzthal und Rabenauer Grund unfern Tharand in Sachsen, im Elbthal-Granitit bei Tetschen, im Erzgebirge (Schönfeld, Ehrenfriedersdorf, Drebach u. s. w.), in Schlesien (Gegend von Reichenbach, Follmersdorf, Hroschkau) u. s. w. finden sich Gänge dieses Gesteins, von welchem Anal. 3 ein amerikanisches Vorkommen darstellt. Man kennt sie ferner von den Seychellen (z. Th. Pilit-Vogesit) und aus der chinesischen Provinz Honan.

§ 198. An zahlreichen Orten gehen die Vogesite über in Spessartite, welche zu den Vogesiten sich genau so verhalten, wie die Kersantite zu den Minetten. Der ungestreifte Feldspath jener wird ersetzt durch zwillingsgestreiften, welcher bei panidiomorph-körniger Ausbildung vorwiegend isometrisch, bei holokrystallin-porphyrischer tafel- und leistenförmig wird. Das begünstigt die Entwicklung fluidaler Structurformen. Quarz und granophyrische Quarz-Feldspath-Aggregate sind häufiger als in den Vogesiten. Daher der höhere SiO_2-Gehalt in den Analysen 4 und 5, oben. — Die Spessartite bilden in Gesellschaft

von Kersantiten, in die sie sogar innerhalb eines und desselben Gesteinskörpers übergehen, zahlreiche Gänge im Vorspessart bei Aschaffenburg, Waldmichelbach u. s. w. Accessorischer Olivin ist auch hier in Talk oder Pilit umgewandelt. — Ebenso findet sich Spessartit im Odenwald (Mittershausen), im Adamello-Gebiet, im Granodiorit Californiens (Analyse 5, S. 240) und als Gänge im Gneiss der Gegend von Krivoi Rog in Südrussland, hier mit Mandelsteinstructur. — Im sogen. Gneiss von Albersweiler (Pfalz) setzt reiner Hornblende-Spessartit auf, dessen Hornblende grün ist.

Vogesite und Spessartite gehören zur Ganggefolgschaft der granitodioritischen Tiefengesteine.

§ **199.** Die Odinite (Chelius) sind graugrünliche Ganggesteine, die in einer holokrystallinen, äusserst dichten Grundmasse aus meistens sehr schmal leistenförmigem, seltener isometrischem Plagioklas und einem regellosen Filz kleinster grüner, selten bräunlicher Hornblendenädelchen vereinzelte und kleine Einsprenglinge von Labrador-Täfelchen und Augitprismen, seltener Hornblendesäulchen haben. Die Augiteinsprenglinge ballen sich gelegentlich zu Knäueln. — Die Umrisse mancher Hornblendeaggregate in der Grundmasse deuten auf ursprünglichen Olivingehalt. — Quarz fehlt oder ist nur spärlich vorhanden. — Die Centren mächtigerer Gänge werden mehr körnig und luciitähnlich und enthalten dann mehr Quarz.



Fig. 42. Odinit. Burghof Frankenstein, Odenwald. Vergr. 30:1.

Der Odinit gehört zur Gefolgschaft der Gabbrogesteine. Man kennt ihn (Fig. 42) bisher nur im Gabbro und seinem Mantel von Hornblendegabbro am Frankenstein im nördlichen Odenwald ($SiO_2 = 52{,}88$), von der Gemeindemühle von Prachatitz am Ostrande des Böhmerwaldes und von zahlreichen Punkten im Adamellogebiet, wo der Feldspath zwischen basischem Labrador und Anorthit schwankt. — Verwandte Gesteine, die nach den Kersantiten hinüberspielen, stehen im Granitit der Tromm, beim Dorf Weschnitz, bei Reichelsheim und Brensbach im Odenwald an.

Die Camptonit-Alnöit-Reihe.

§ 200. Die Gesteine der Camptonit-Alnöit-Reihe haben angenähert basaltischen Habitus, grauschwarze bis schwarze Farbe mit einer bei beginnender Verwitterung sich bildenden dünnen Rinde von thonigem Limonit, mehr feinkörniges als dichtes Gefüge der Gesteinsmasse bei körniger und bei holokrystallin-porphyrischer, nicht selten auch vitrophyrischer Structur, hohes Eigengewicht. Sie werden von Säuren stark angegriffen und liefern viel Carbonate bei Verwitterung. Sind Einsprenglinge vorhanden, so gehören sie den farbigen Gemengtheilen, sehr selten den farblosen an. Solche sind oft als Fremdlinge zu erkennen.

Alle Gesteine dieser Reihe gehören zur Gefolgschaft foyaitischer und theralithischer Tiefengesteine.

Die Camptonite und Monchiquite sind lamprophyrische Ganggesteine, welche in sehr feinkörniger bis dichter Grundmasse Einsprenglinge von dunkelbraunem Biotit in hexagonalen Tafeln, von tiefrothbraun durchsichtigen, sammetschwarzen Amphibolprismen und schwärzlichen Augitsäulen, sowie accessorisch öfters Olivin enthalten. Bei den Camptoniten findet sich bald panidiomorphkörnige, bald holokrystallin-porphyrische, bei den Monchiquiten stets hypokrystalline bis vitrophyrische Structur. Die Grundmasse der Camptonite besteht aus Plagioklasleisten und Mikrolithen von Amphibol und Augit, die der Monchiquite aus einer Glasbasis, welche meist sehr reich an Amphibolmikrolithen ist, neben denen öfter auch Augitmikrolithe erscheinen.



Fig. 43. Monchiquit. Kil. 36 der Sta. Cruz-Bahn. Rio de Janeiro. Augit und Barkevikit in Glasgrundmasse. Vergr. 30:1.

Der Biotit (Analyse 10) kommt nur in einer einzigen, der älteren Generation vor. — Der schlank prismatische Amphibol gehört zum Barkevikit (Analyse 1—4; man vergleiche die von S. 180 wiederholte Analyse 5). Die Wiederkehr einer reichlichen Amphibolbildung (Fig. 43) in der Grundmasse

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO_2 .	40,79	37,80	35,76	40,10	36,91	44,55	44,22	50,05	34,61	36,42	38,56
TiO_2 .	—	4,54	—	4,35	—	2,85	—	—	—	3,99	—
Al_2O_3 .	17,36	12,89	26,48	10,88	16,30	7,86	10,49	5,15	15,74	17,92	—
Fe_2O_3 .	3,83	6,14	14,48	7,81	5,28	3,81	11,98	4,98	8,52	2,83	1,36
FeO .	15,04	12,55	2,80	9,66	12,27	4,53	5,77	3,14	—	7,04	12,65
MnO .	0,30	—	—	0,15	—	0,38	—	—	—	—	0,11
MgO .	6,97	4,10	11,07	9,74	8,83	12,71	7,02	13,02	20,03	20,52	44,37
CaO .	10,83	13,64	2,94	12,60	16,91	20,84	22,54	23,46	Sp.	—	—
Na_2O .	4,17	5,26	1,49	3,18	—	1,29	—	—	Sp.	2,60	—
K_2O .		3,24	3,37	1,60	—	0,49	—	—	17,14	6,54	—
H_2O .	0,71	—	1,61	—	—	—	—	—	2,80	2,50	2,91*
Sa. . .	100,00	100,16	100,00	101,01	96,50	99,31	102,02	99,80	98,84	100,36	99,96
Sp. G.	—	3,47	3,265	—	3,384-3,37	3,264	3,376-3,421	—	—	—	—

* Glühverlust.

1. Hornblende aus Camptonit. Dixville Notch. N. H., U. S. A. Die Alkalien sind aus der Differenz bestimmt.
2. „ „ „ Campton Falls. N. H., U. S. A.
3. Hornblende aus Monchiquit. Km 36 Sta. Cruz-Eisenbahn. Rio de Janeiro. SiO_2 wurde aus Verlust bestimmt.
4. Hornblende aus Heumit. Hof Heum zwischen Gjona im Lougenthal und Lyseböfjord. Südnorwegen. (Mit 0,63 P_2O_5 und 0,31 Fl infolge nicht davon trennbaren Apatits.)
5. Hornblende aus Teschenit. Teufelsgrund bei Neutitschein. Österr. Schlesien. Der Rest von 3,5% gehört den nicht bestimmten Alkalien an.
6. Augit aus Monchiquit. Rio do Ouro. Serra de Tinguá. Rio de Janeiro.
7. „ „ Teschenit. Teufelsgrund bei Neutitschein. Österr.-Schlesien.
8. „ „ Alnöit. Alnö.
9. Biotit aus alnöitartigem Gestein. Gegend von Beemerville. New Jersey. U. S. A.
10. Biotit aus Monchiquit. Horberig. Oberbergen.
11. Olivin aus Alnöit. Ste. Anne de Bellevue. Montreal. Canada.

ist ein charakteristischer Zug der Camptonite und Monchiquite. Der Pyroxen (Analyse 6, zum Vergleich wurde Analyse 7 von S. 180 wiederholt) gehört zum röthlichviolett durchsichtigen Titanaugit, der nicht selten diopsidische Kerne und gelegentlich Aegirinmäntel hat. Die Einsprenglinge sind kurz, die Mikrolithe der Grundmasse schlanker prismatisch. Sanduhrstructur ist allgemein verbreitet. — Olivin, wenn vorhanden, pflegt stark serpentinisirt zu sein und zeigt oft weitgehende magmatische Resorption; Pilitbildung wurde nie beobachtet. — Apatit und Eisenerze (oft Ti-haltig) sind die Nebengemengtheile. — Der Feldspath der Camptonite ist tafelförmig nach M als Einsprengling und wurde mehrfach als Andesin bestimmt; doch scheinen auch weit basischere Mischungen vorzukommen.

Die bald reichliche, bald spärliche, farblose oder bräunliche Glas-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7a.	7b.	8.	9.
SiO_2	41,94	39,32	40,03	40,95	40,60	44,22	46,48	53,43	43,74	43,50
TiO_2	4,15	1,70	5,46	3,39	4,20	2,50	0,99	—	2,80	2,10
Al_2O_3	15,36	14,48	10,88	16,45	12,55	12,73	16,16	20,86	14,82	18,06
Fe_2O_3	3,27	2,01	12,24	13,47	5,47	5,68	6,17	2,61	2,40	7,52
FeO	9,89	8,73	5,12	—	9,52	5,18	6,09	—	7,52	7,64
MnO	0,25	0,71	Sp.	0,35	—	0,45	—	—	—	—
MgO	5,01	11,11	4,13	6,10	8,96	6,98	4,02	0,29	6,98	3,47
CaO	9,47	8,30	11,74	10,53	10,80	11,57	7,35	1,14	10,81	13,39
Na_2O	5,15	3,76	3,67	4,00	2,54	2,12	5,85	11,63	3,06	2,00
K_2O	0,19	0,87	3,33	1,28	1,19	1,71	3,08	2,51	2,90	1,30
H_2O	3,29	2,57	2,22	3,84*	2,28	2,74*	4,27	7,06	2,94	1,22*
P_2O_5	—	0,61	0,76	0,29	—	1,05	—	—	0,64	—
CO_2	2,47	5,25	1,15	—	2,68	3,66	0,45	—	1,50	—
Sa.	100,44	99,42	100,73	100,63	100,79	100,59	100,91	99,53	100,23	100,20
Sp. G.	—	—	—	2,927-3,005	—	—	2,736	—	2,914	3,051

* Glühverlust.

1. Camptonit. Campton Falls. N. H., U. S. A.
2. „ Androscoggin Mill. Leviston. Me., U. S. A.
3. „ Oxford. N. J., U. S. A. Mit Spuren von Li_2O.
4. „ Montreal. Canada.
5. „ See Maena. Kirchspiel Gran. Norwegen.
6. „ Kil. 173,7 der Bahnlinie Kjore Åklungen. Südnorwegen.

7a. Monchiquit. Km 36 an der Sta. Cruz-Bahn. Rio de Janeiro. Brasilien, glasreich (Glimmer-Monchiquit).

7b. Glasbasis von 7a.

8. Monchiquit. Rio do Ouro. Serra de Tinguá. Rio de Janeiro. (Mit 0,10 S, Spur Cl.)
9. Amphibol-Monchiquit. Magnet Cove. Arkansas.
10. Morchiquit (Fourchit). Fourche Mtn. Pulaski Co. Arkansas. (Mit 0,56 FeS_2, 0,05 NaCl, 0,08 SO_3.)
11. Biotit-Augit-Monchiquit. Westseite des oberen Willow Creek. Castle Mountain District. Montana.

basis der Monchiquite gelatinirt leicht mit Salzsäure und hat bei hohem Wassergehalt die chemische Zusammensetzung der Elaeolithsyenite (Analyse 7b, oben); durch Verwitterung zeolithisirt sie zu Analcim und Natrolith. Neben den Mikrolithen von Barkevikit und Titanaugit enthält dieses Glas gern Hämatittäfelchen, vereinzelte Plagioklasleisten, Nepheline und Leucitkryställchen (Leucitmonchiquit HIBSCH), die in Analcim umgewandelt sind. Durch zunehmenden Gehalt an Feldspath und Verschwinden der Glasbasis verlaufen die Monchiquite ganz allmählig in die Camptonite.

Nach dem herrschenden farbigen Gemengtheil unterscheidet man Biotit-Camptonite und Biotit-Monchiquite, Amphibol-Camptonite und Amphibol-Monchiquite. Sie alle enthalten wechselnde Mengen von Titanaugit. — Fourchite (J. FR. WILLIAMS) sind olivinfreie Amphibol- und Augit-Monchiquite, Ouachitite (J. FR.

10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19a.	19b.	20.
42,08	42,46	48,39	45,53	43,85	36,40	35,91	24,19	29,25	35,25	33,10	44,39
3,70	2,47	0,73	1,50	3,25	0,42	0,23	Sp.	2,54	2,25	2,90	—
13,60	12,04	11,64	18,37	15,25	12,48	11,51	12,00	8,80	6,10	7,88	16,83
7,55	3,19	4,09	4,85	7,63	8,27	2,35	6,45	3,92	8,53	16,71	6,69
6,65	5,34	3,57	3,43	4,57	4,59	5,38	9,32	5,42	5,60	1,48	4,60
Sp.	0,16	Sp.	0,72	0,33	—	—	—	Sp.	—	—	—
6,41	12,40	12,55	4,11	4,47	11,44	17,54	14,07	17,66	20,40	13,42	3,59
14,15	12,14	7,64	8,15	8,54	14,46	13,57	17,37	17,86	7,40	5,25	9,28
1,83	1,21	4,14	3,93	4,22	0,97	1,75	1,99	0,77	0,70	0,23	3,80
0,97	2,68	3,24	4,16	4,04	3,01	2,87	3,06	2,45	2,88	0,29	3,89
1,06*	4,03	2,56	2,62	1,80	2,36	9,40*	5,16	2,61	10,15*	17,65*	3,76
0,57	0,84	0,45	0,86	0,79	1,04	nicht best.	3,96	2,86	—	—	1,25
—	0,55	—	1,54	1,67	3,94	—	2,77	6,00	—	—	—
99,23	99,51	99,90	99,77	100,41	99,38	100,51	101,16	100,39	99,26	99,11	98,46
—	2,94	—	2,657	2,778	—	2,950-3,02	3,15	—	—	—	2,801

12. Biotit-Augit-Monchiquit. Bandbox Mountain. Little Belt Mountains. Montana. (Mit 0,07 Cr_2O_3, 0,32 BaO, 0,15 SrO, 0,28 hygroskop. Wasser, 0,08 SO_3, Spur Li_2O und Cl.)
13. Leucit-Monchiquit (camptonitisch). Mädstein bei Neschwitz. Böhmisches Mittelgebirge.
14. „ „ „ Ziegenberg bei Nestersitz. Böhmisches Mittelgebirge.
15. Alnöit (Ouachitit, biotitreich). Hot Springs. Arkansas.
16. „ Ste. Anne de Bellevue bei Montreal. Canada. (Der Glühverlust ist H_2O und CO_2.)
17. „ Alnö. (Mit 0,58 Cl, 0,29 S.)
18. „ ohne Glimmereinsprenglinge. Norrwik. Alnö. (Mit 0,25 Fl, Spur S.)
19a. „ möglichst frisch. Manheim. N. Y., U. S. A.
19b. „ zersetzt; entnommen 3 Fuss unterhalb der Gesteinsoberfläche im Gang. Ebenda.
20. Teschenit. Boguschowitz. Österr.-Schlesien. (Mit 0,38 Fl, Sp. Cl.)

WILLIAMS) heissen die olivinfreien und biotitreichen Typen. Alle diese Typen verfliessen ineinander.

Die chemische Constitution der Camptonite und Monchiquite zeigen die Analysen 1—14, oben. — Die Charaktere sind dieselben, wie bei den Theralithen: niedriger Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3 trotz nicht unbeträchtlichen Gehalts an Alkalien, unter denen Na_2O in der Regel, K_2O selten vorherrscht. K_2O steckt zum grossen Theil im Biotit und Barkevikit (cf. Analyse 3, S. 243). Der hohe Gehalt an Oxyden der zweiwerthigen Metalle deutet auf den Reichthum an thonerdefreien Kernen; die Zugehörigkeit zu den alkalireichen Magmen ergiebt sich aus dem Verhältniss

$(NaK)AlSi_2$	= 45%	rund
$CaAl_2Si_4$	= 4 „	„
$CaSi$	= 16 „	„
$(Ca, Mg, Fe)_2Si$	= 35 „	„

in Molekülen, wenn man der Berechnung Analyse 3 zu Grunde legt: das macht in Procenten der Gesteinsmasse rund

$(NaK)AlSi_2O_6$	= 29%
$CaAl_2Si_4O_{12}$	= 4 „
$RSiO_3 + R_2SiO_4$	= 66 „

Die Vergleichung der Verhältnisse dieser Kerne in den Camptoniten und Minetten (vergl. S. 212) zeigt neben dem gleichmässig lamprophyrischen Charakter zugleich den Unterschied zwischen einem Lamprophyr der granito-dioritischen und der foyaitischen Gesteinsreihe recht deutlich. — Der hohe Gehalt an P_2O_5 zeigt die Häufigkeit des Apatit; der Gehalt an CO_2 und z. Th. an H_2O die leichte Verwitterung. Zu beachten ist die reichliche TiO_2. In den Monchiquiten gehört wenigstens ein Theil des Wassers der Glasbasis an, wie der Vergleich von 7a und 7b darthut; die beiden Analysen demonstriren in voller Deutlichkeit die § 34 und 35 aufgestellten Regeln für die Reihenfolge der Ausscheidungen in Gesteinsmagmen.

Die Camptonite und Monchiquite haben gemeinschaftliche Verbreitungsgebiete. In ausserordentlicher Häufigkeit treten sie in den Unionsstaaten New Hampshire, Vermont, Maine, Massachussets, New Jersey und New York (Hudson River Highlands) in dem Areal zwischen den Alkalisyenit- und Elaeolithsyenitmassen von Boston, Beemerville, Moltenborough und Montreal auf (Analyse 1—4). Sie werden am Lake Champlain und an den Livermore Falls des Pemigewasset in Campton von Bostonit begleitet und durchfurchen die krystallinen Schiefer und altpalaeozoischen Schichten dieser Gegenden. — Grosse Mannichfaltigkeit von Typen zeigen die Camptonit- und Monchiquitgänge (Analyse 9 und 10), welche die Elaeolithsyenite in Arkansas (Saline Co., Magnet Cove) begleiten. — Aufgestellt wurde der Monchiquittypus an Gängen in der Begleitung der Elaeolithsyenite des Cabo Frio, der Serra de Tinguá (Analyse 7 und 8) u. a. O. in Brasilien. In derselben Gesellschaft finden sie sich in der Serra de Monchique, im südlichen Norwegen (Anal. 6), bei Södra Berge in Medelpad (zu Alnö gehörig), am Umptek auf Kola, in Montana (Analyse 11 und 12); den Essexit begleiten sie im Kirchspiel Gran (Analyse 5), NW. von Christiania, den Monzonit in Tirol (als Gang in Grödener Sandstein zwischen Roda und Predazzo an der Mündung des Val di Sadole in das Avisio-Thal; der Feldspath ist Ab_9An_5). — Camptonite und Monchiquite gruppiren sich in vielen Gängen um den Essexit

von Rongstock an der Elbe in Böhmen und die Monchiquite sind z. Th. Leucitmonchiquite; sie finden sich in den Phonolithstöcken des Ziegenberges bei Nestersitz, Analyse 14, des Mädstein bei Neschwitz, Analyse 13, am Kahlen Stein zwischen Tichlowitz und Jakuben, im Baculitenmergel des Rongstock - Profils und zwischen Falkendorf und Loosdorf, im Basalttuff westlich Rittersdorf und an vielen andern Punkten. — Ebenso durchsetzen Monchiquite und Leucitmonchiquite die Basalttuffe des Kaiserstuhls am Katharinenberg, an der Sponeck, am Rinderweg u. s. w. — Auch bei Rio de Janeiro tritt Leucitmonchiquit, von Tinguáit durchsetzt, neben gewöhnlichem Monchiquit auf, desgleichen in der Serra de Monchique.

Die Analyse des Teschenits von Boguschowitz ist zur Vergleichung von S. 182 wiederholt.

§ 201. Die Alnöite kann man als olivinreiche Biotitmonchiquite mit wechselndem Gehalt an Melilith und Perowskit charakterisiren. Sie wurden von TÖRNEBOHM zuerst unter dem Namen Melilithbasalt von der Insel Alnö und dem Festlande gegenüber beschrieben, wo sie zusammen mit Tinguáit- und Monchiquitgängen im Elaeolithsyenit und seiner Umgebung (Gneiss) aufsetzen. In dunkelgrauer bis schwarzer feinkörniger bis dichter Grundmasse liegen als Einsprenglinge grosse Biotittafeln (z. Th. Anomit) oft der Gangwand parallel geordnet, stark corrodirte und serpentinisirte Olivine, gedrungene Augitprismen, Magnetitoktaëder und bisweilen rundliche kurze Säulen von Apatit; die Grundmasse besteht vorwiegend aus Melilith- und Biotittafeln, die oft parallel verwachsen sind, und einer Fülle eingestreuter Kryställchen von Perowskit nebst etwas Chromit. Der Melilith wird in wechselnden Mengen von Granat vertreten. Die Gänge zeigen randliche Verdichtungen, manche sind frei von den grossen Biotittafeln, andere enthalten daneben Hornblendesäulen.

Die chemische Zusammensetzung des Biotits giebt Analyse 9, S. 243, die des Augits, der frei von TiO_2 ist, Analyse 8, ebenda, die des Olivins (er ist roth in dem canadischen Gestein) Analyse 11. Calcit, der stets in Menge vorhanden ist, entsteht aus der Verwitterung des Augits und Meliliths; auch die Olivine sind z. Th. in Breunnerit umgewandelt. Melilith ist oft bis zur Unkenntlichkeit verändert und fehlt manchen Zwischenformen nach den Biotitmonchiquiten nahezu ganz.

Der Alnöit von Alnö mit grossen Biotittafeln ist das SiO_2-ärmste bekannte Eruptivgestein (Analyse 17, S. 245) und hat den höchsten bekannten Gehalt an Phosphorsäure. Der Gehalt an Cl ist dem Apatit, der an S einem Eisensulfide (wahrscheinlich FeS) zuzuschreiben. —

Dem Alnögestein nahe verwandt (aber frei von Granat) ist ein Gang im Potsdam Sandstone bei Ste. Anne de Bellevue unfern Montreal (Analyse 16, ebenda), welcher Einschlüsse von Gneiss und Anorthosit führt. — Einen Alnöit mit sehr geringem Gehalt an Melilith und granatfrei stellt Analyse 15 von Hot Springs in Arkansas dar. Allenthalben ist chemisch charakteristisch gegenüber den Monchiquiten und Camptoniten der niedrigere SiO_2-, der weit höhere Gehalt an $MgO + CaO$, die Vorherrschaft des K_2O unter den Alkalien. — Alnöit ist ferner bekannt von Manheim im Staat New York (Analyse 19a und 19b), aus der Gegend von Frederikshaab, von Itamirim in S. Paulo, aus dem Oberwiesenthaler Eruptivstock im Erzgebirge und aus dem Bezirk der Kamloops in Britisch Columbia.

§ 202. Farrisit (nach dem Farrisvand bei Laurvik) nennt BRÖGGER ein dem Monchiquit nahestehendes, wenn nicht damit identisches Ganggestein im Laurvikit an der Bahnlinie Kjose-Åklungen (Analyse 1). — Heumit (BRÖGGER) ist ein braunschwarzes bis dunkelviolettschwarzes, dichtes bis feinkörniges, schimmerndes Ganggestein aus dem Elaeolithsyenit (Analyse 2 und 3a), welches bei aplitisch-körniger Structur wesentlich aus ungestreiftem Natronorthoklas neben etwas Natronmikroklin und wechselnden Mengen anderer Feldspathe und barkevikitischer Hornblende besteht, auch etwas Nephelin, Sodalith, Biotit, Diopsid, Magnetit, Pyrit und Titanit und beim Hofe Brathagen auch etwas Cancrinit enthält. Das Salband des Brathagener Ganges (Anal. 3b) hat die Zusammensetzung eines Glimmertinguáits. — Natronminette (BRÖGGER) ist ein im Elaeolithsyenit aufsetzendes schwarzes dichtes bis feinkörniges Ganggestein, welches wesentlich aus Anorthoklas und allotriomorphem Lepidomelan nebst Aegirinaugit und Aegirin besteht (Analyse 4). Die Pyroxene können fehlen. Nephelin und Sodalith kommen in kleinen Mengen in dem Gestein der Analyse 5 vor. Die Structur ist essexitisch und nur bei einem pyroxenfreien Gange unfern Hagvedt in Hedrum lamprophyrisch. Die Analysen zeigen, dass Heumit und Natronminette Übergangsglieder nach den Tinguáiten hin darstellen, ähnlich wie die Cuselite sich von den Kersantiten unterscheiden.

	1	2.	3a.	3c.	4.	5.	6.
SiO_2 .	45,77	47,10	48,46	57,00	51,22	51,95	42,02
TiO_2 .	1,70	1,75	3,05	0,55	1,70	1,95	2,36
Al_2O_3	16,16	16,42	16,81	18,03	17,56	14,95	12,05
Fe_2O_3	3,72	4,63	1,46	1,33	3,51	4,09	7,93
FeO .	6,21	7,04	9,14	3,52	4,34	5,70	5,06
MnO .	Sp.	0,36	Sp.	0,49	0,20	0,30	0,96
MgO .	7,03	5,00	4,44	1,53	3,22	3,54	2,18
CaO .	9,01	7,64	6,14	3,55	4,52	6,10	17,01
Na_2O .	6,23	6,36	6,31	7,53	5,72	5,43	4,95
K_2O .	2,28	3,47	2,33	3,89	4,37	4,45	3,15
H_2O .	1,87*	0,40*	0,59*	1,30*	1,93*	1,10*	0,67
P_2O_5 .	0,29	0,48	0,67	0,41	1,08	1,15	1,66
CO_2 .	Sp.	—	1,28	1,05	0,60	—	—
Sa. .	100,27	100,65	100,68	100,18	99,97	100,71	100,54

* Glühverlust.

1. Farrisit. Kil. 178,88 der Bahnlinie Kjose-Åklungen. Südnorwegen.
2. Heumit. Hof Heum zwischen Gjona im Lougenthal und Lyseböfjord. Südnorwegen.
3a. „ Gangmitte. Hof Brathagen zwischen Gjona und Laurvik. Südnorwegen.
3b. Glimmertinguáit als Salband von 3a.
4. „Natronminette". Brathagen. Lougenthal. Südnorwegen.
5. „ Håö. Südnorwegen.
6. „Ijolithporphyr". Ås. Alnö. Schweden. (Mit 0,54 S.)

Ijolithporphyr (Analyse 6) wurde von HÖGBOM ein Ganggestein des Elaeolithsyenits von Alnö genannt, welches in einer feinkörnigen Grundmasse von Nephelin, Pyroxen und Melanit Einsprenglinge der beiden letztgenannten Mineralien führt.

Ergussgesteine.

§ 203. Die Ergussgesteine unterscheiden sich von den Tiefengesteinen genetisch durch den deutlichen Hiatus zwischen der intratellurischen und der Effusionsperiode, der Erscheinung nach durch den auffallenden Gegensatz von Einsprenglingen und einer meist dichten (lithoiden), seltener glasigen Grundmasse; von den granitporphyrischen Ganggesteinen, welche die gleiche Structur haben, trennt sie im Allgemeinen die weniger phaneromere Grundmasse, die geringeren Dimensionen der Einsprenglinge, das starke Zurücktreten der farbigen Gemengtheile unter diesen und das niedrigere Eigengewicht. Die beiden letztgenannten Verhältnisse erklären sich aus der Thatsache, dass der Regel nach ein jedes Ergussgestein reicher an SiO_2 und Alkalien, ärmer an alkalischen Erden ist, als das zugehörige Tiefengestein und das diesem chemisch gleiche granitporphyrische Ganggestein. Aus demselben Grunde enthalten die Ergussgesteine mehr Alkali- und weniger Alkalikalkfeldspäthe als die entsprechenden Tiefen- und granitporphyrischen Ganggesteine. Der Unterschied im Eigengewicht wird noch grösser durch die theilweise glasige Erstarrung bei vielen Ergussgesteinen. Die Folge dieser ist die Häufigkeit der Mandelsteinstructur bei den Ergussgesteinen.

Da jedes Ergussgestein irgendwo eine Fortsetzung in die Tiefe des Erdinnern haben muss und da die Kluft zwischen intratellurischer und Effusionsperiode eine verschieden grosse sein kann, so giebt es natürlich auch Übergänge zwischen den Oberflächenergüssen und den Tiefengesteinen.

Geologisch sind die Ergussgesteine von den Tiefen- und Ganggesteinen dadurch unterschieden, dass die Ergussgesteine von Anhäufungen losen oder doch ursprünglich losen Auswurfmaterials (Tuffen) begleitet werden und dass diese sehr häufig eine schichtige Anordnung

zeigen, während jene der Natur der Sache nach eine solche Begleitung nicht haben können. Wo das ausnahmsweise der Fall ist, wie bei den Gang- und Tiefengesteinsbildungen in der Teufe vulkanischer Schlotte, da können doch die Tuffe keine Schichtung zeigen.

Die Familie der Liparite und Quarzporphyre

im weitesten Sinne umfasst die Effusivformen der granitischen Magmen in ihrer ganzen Mannichfaltigkeit nach chemischem und Mineralbestand, Structur und Ausbruchszeit, d. h. die als Liparit, Comendit, Pantellerit, Quarzporphyr, Quarzkeratophyr, Felsitfels, Felsitpechstein, Trachytpechstein partim, Perlit partim, Obsidian partim und Bimsstein partim bezeichneten Gesteine.

§ 204. Im engeren Sinne sind Liparite und Quarzporphyre[1] Ergussgesteine normalgranitischer Magmen, welche in einer unauflöslich dichten, meist steinigen und dann weissen, grauen, gelblichen oder blassrothen bis ziegelrothen, seltener glasigen und dann meist dunklen, schwärzlichen, selten röthlichen oder bräunlichen, bez. hellfarbigen Grundmasse Einsprenglinge von Alkalifeldspath, spärlichem Kalknatronfeldspath und Quarz, daneben auch bis zum Verschwinden seltene von Biotit haben.

Der Unterschied von Liparit und Quarzporphyr ist ein Altersunterschied; Quarzporphyre sind vortertiäre palaeovulkanische, Liparite neovulkanische tertiäre Gesteine, also junge Quarzporphyre. Dem entsprechen die durch Oxydation des Eisengehalts beim Quarzporphyr oft intensiver rothen bis bräunlichen, die beim Liparit meist hellröthlichen, oft weissen, graulich- oder gelblichweissen Farben der Grundmasse, der im Allgemeinen bessere und ursprünglichere Erhaltungszustand der Liparite, insbesondere der hier glasige, beim Quarzporphyr oft derbe und unfrische Habitus der Feldspäthe.

Die Feldspatheinsprenglinge sind nach M tafelförmiger Sanidin in den Lipariten, adularähnlicher oder derber (dann meist rother oder schmutziggrauer) Orthoklas mit Begrenzung durch P, M, l, x oder y in den Quarzporphyren. Karlsbader Zwillinge sind häufig, solche nach Manebacher Gesetz selten (Raubschlösschen bei Weinheim a. d. Bergstrasse, Thüringer Wald).

---

[1] Der Name Porphyrites wird schon im Alterthum für rothe porphyrische Gesteine gebraucht; in der Form Quarzporphyr wurde er von Leopold von Buch eingeführt. Rother Porphyr, Euritporphyr sind ältere, Felsitporphyr ein heute noch gebrauchtes Synonym. Der Name Liparit wurde 1861 von Justus Roth eingeführt; Trachytporphyr und Quarztrachyt sind ältere, Rhyolith (v. Richthofen 1861) ein heute noch viel gebrauchtes Synonym.

Neben der normalen Spaltung nach P und M tritt gelegentlich die nach einem steilen Orthodoma und damit ein blauer Lichtschein auf Querbruchflächen und besonders beim Anhauchen auf. Ausserdem ist Anorthoklas, selten Mikroperthit nachgewiesen. Das Fehlen des Mikroklin mit Gitterstructur ist charakteristisch; sein Auftreten deutet stets auf abnorme Verhältnisse. — Oligoklas ist weit spärlicher als in den Graniten neben Orthoklas in tafelförmigen Einsprenglingen mit polysynthetischer Zwillingsbildung vorhanden. Er ist älter, als Orthoklas, glasig in den Lipariten, derbe in den Quarzporphyren. Vereinzelt kommen basischere Mischungen vor, besonders in pyroxenreichen Unterarten (Gegend von Leipzig) und glasigen Gesteinen (Vitrophyr von San Lugano, Tirol) bis herab zum Bytownit. Die Verwitterung der Feldspäthe ist analog der in den Graniten. — Die Quarzeinsprenglinge haben die Dihexaëderform, bisweilen mit schmalem Prisma, sehr oft mit starker Rundung der Ecken und Kanten oder mit tiefen Einstülpungen der Grundmasse infolge von magmatischer Resorption; nicht selten hat auch der Quarz die Form scharfkantiger Splitter infolge des Zerspringens der idiomorphen Individuen bei der Abkühlung des Gesteins. Er hat graue Farbe, rauhe Oberfläche und führt u. d. M. neben im Ganzen spärlichen Flüssigkeits- auch Glas- und Grundmasse-Einschlüsse, meistens in Dihexaëderform. Er fällt beim Zerschlagen des Gesteins oft auffallend leicht unter Hinterlassung eines glattwandigen Abdrucks heraus, im Allgemeinen leichter als der Feldspath. — Gar nicht selten fehlen die Quarzeinsprenglinge, wohl weil die Effusion vor Beginn der Quarzausscheidung stattgefunden hatte. Solche Quarzporphyre ohne Quarzeinsprenglinge heissen wohl Felsitporphyre in einem engeren Sinne. — Der Biotit bildet tiefschwarze, in durchsichtigen Blättchen braune, hexagonale Täfelchen; er verwittert wie in den Graniten und scheidet hierbei gern Rutil aus. — Braune Hornblende begleitet den Biotit hie und da, zumal in glasigen Gesteinsarten.

Nur mikroskopisch wahrnehmbar ist in den Lipariten und in den vitrophyrischen Quarzporphyren einzelner Fundorte neben Biotit ein hellgrüner Diopsid in idiomorphen achtseitigen Säulchen; vielleicht sind kleine Chlorithäufchen in der Grundmasse mancher gewöhnlicher Quarzporphyre auf ihn zurückzuführen.

Die ebenfalls nur mikroskopischen Nebengemengtheile sind spärlicher Zirkon, sehr vereinzelter Apatit und etwas Eisenerz.

Von Übergemengtheilen hat nur der blaue Cordierit in den Lipariten und sein Umwandlungsproduct, der Pinit, im Quarzporphyr in grösseren Säulen bis hinab zu mikroskopischen Dimensionen eine gewisse Verbreitung; die Individuen sind gewöhnlich Durchkreuzungsdrillinge oder Sechslinge, was natürlich beim Pinit nicht mehr zu erkennen ist. Seine Anwesenheit bedingt die kleine Untergruppe der Cordieritliparite (toscanische Maremmen, Cabo de Gata u. a. O.) und Pinitporphyre (Schwarzwald). — Granat, Orthit, Turmalin, Anatas, Topas, Fluorit, Titanit, Muscovit haben nur locale Bedeutung. — Epidot und Piemontit (South Mtn., Pa. und Missouri) sind Umwandlungsproducte.

§ 205. Die Grundmasse der Liparite und Quarzporphyre hat sehr verschiedenen Habitus. Ihre vorherrschend rothen Farben rühren von fein vertheiltem Eisenoxyd her, welches z. Th. schon im Magma und zwar nur bei beträchtlichem Gehalt an K_2O in krystallinischen Formen

ausgeschieden wurde, z. Th. wohl auch secundär ist. Na_2O-reiche und K_2O-arme Gesteine werden nicht roth, wie z. B. die chemische Vergleichung der rothen und grünen Meissener Pechsteine lehrt; die bräunlichen und gelblichen Farbentöne deuten auf secundären Limonit, die seltenen grünen auf feinvertheilten Chlorit. — Die Grundmasse ist bald compact, bald porös bis grosszellig, wobei dann die Wände der Poren und Zellen bei Liparit oft mit zierlichen Tridymit- und Alkalifeldspathtäfelchen, auch mit Quarzkryställchen, gelegentlich mit Topas, Spessartin und Olivin (Fayalit) besetzt oder mit traubigen und nierenförmigen Chalcedon-, seltener Opalkrusten überzogen sind.

Immer ist die Grundmasse für das Auge und die Loupe kryptomer und hat bald ebenen und splittrigen Bruch und sehr schwachen weichen Schimmer bei hornsteinähnlichem Aussehen (Hornsteinporphyre), bald ebenen und nicht splittrigen, durchaus glanzlosen Bruch und das Aussehen dichten Feldspaths (Feldsteinporphyre), bald erdigen Bruch bei meistens weisslicher, gelblicher oder auch bräunlicher Farbe und starkem Thongeruch (Thonsteinporphyre), bald ist sie (nur bei Lipariten) emailartig und dann gern blaugrau, oder porcellanartig, flachmuschlig brechend mit weichem Wachsglanz, bald ist sie dunkelgrau bis schwarz mit muschligem Bruch und mehr oder weniger deutlichem Pechglanz (Pechsteinporphyre), bald besteht sie vollständig aus zierlich radialstrahligen Aggregaten (Sphärolithporphyr, Sphärolithliparit, Sphärolithfels).

Der chemische Bestand ist unabhängig von dieser so sehr wechselnden Erscheinung; von kleinen Mengen von Eisenoxyden und sehr geringem Gehalt an Magnesia und Kalk abgesehen, welche von den färbenden Substanzen und untrennbaren Theilchen der Einsprenglinge oder einer gelegentlichen, sehr geringen zweiten Generation dieser herrühren dürften, hat sie eine feldspathähnliche Zusammensetzung, die angenähert einer Formel $(K, Na)_2O$, Al_2O_3, $x SiO_2$ entspricht, worin $x > 6$ und sehr oft ungefähr 12 ist nebst einem kleinen Gehalt an CaO; bei den Pechsteinporphyren kommt hinzu ein beträchtlicher Gehalt an Wasser. Wasserfrei gedacht würde die Grundmasse der Liparite und Quarzporphyre sich also immer in ein Gemenge von Alkalifeldspath und Quarz auflösen können. In Wirklichkeit baut sich diese Grundmasse, von den glasigen Entwicklungsformen (Vitrophyren), die später beschrieben werden sollen, abgesehen, aus wechselnden Mengen von Alkalifeldspäthen, Quarz, Mikrofelsit und geringen Quantitäten einer Glasbasis auf.

Eine grosse Anzahl von Lipariten und Quarzporphyren haben nach Art der Granitporphyre eine holokrystalline Grundmasse aus idiomorphem, isometrischem Alkalifeldspath mit einem Quarzkitt oder

auch mit idiomorphem Quarz in regellosem Gefüge oder aus granophyrischen Quarzfeldspathaggregaten und heissen dann mikrogranitische, bezw. granophyrische Liparite und Quarzporphyre oder schlechthin Mikrogranite und Granophyre. Diese Grundmassen unterscheiden sich also nur in der geringeren Korngrösse, die bis zu unauflöslich feinem Gewirr herabsinkt, von denen der Granitporphyre (Fig. 7, S. 55) und haben für das Auge hornstein- oder feldsteinähnlichen, auch wohl mehr oder weniger erdigen Habitus. — Bei anderen Gesteinen von demselben, besonders aber von hornstein- oder porcellanähnlichem oder sphärolithischem Habitus ist, von den fremden Beimengungen abgesehen, die Grundmasse mikroskopisch homogen und besteht aus einem trüben, wenig lichtdurchlässigen Gewirr feinster Schüppchen und Fäserchen, die einzeln oder in wirrer Anordnung nicht mehr, wohl aber bei paralleler oder radialer Anordnung als doppelbrechend erkannt werden können. Sie stellen also eine krystalline Substanz von hypersaurem Feldspathcharakter dar, welche Mikrofelsit genannt wird. Der Name wurde von VOGELSANG gebildet nach der Bezeichnung Felsit, welche man früher für die Porphyrgrundmassen gebrauchte. Das spec. Gew. eines mikrogranitischen oder granophyrischen Gemenges von Quarz und Feldspath muss zwischen 2,54 und 2,65 liegen, dasjenige des Mikrofelsits ist beträchtlich kleiner als 2,54. Liparite und Quarzporphyre mit so gearteter Grundmasse heissen mikrofelsitische oder felsophyrische Liparite und Quarzporphyre oder schlechthin Felsophyre. Dieser nur in den Effusivformen der granitischen Magmen entstehende Mikrofelsit ist eine ausserordentlich unbeständige Substanz, daher weit häufiger in Lipariten, als in Quarzporphyren. Unter dem Einfluss der Verwitterung sowie aller andern metamorphosirenden Kräfte zerfällt er in ein durchaus allotriomorph-körniges Gemenge von Quarz und Feldspath, weil sich der Vorgang in der starren Masse vollzieht. An dem allotriomorph-körnigen Charakter des Gemenges, sowie daran, dass bei dieser Umwandlung die feinsten Structurverhältnisse, wie bei einem Versteinerungsvorgang erhalten bleiben, kann man solche scheinbar mikrogranitische von echter mikrogranitischer Grundmasse leicht unterscheiden. — Mischen sich den mikrofelsitischen Grundmassen beträchtlichere Mengen eines Gesteinsglases — dasselbe ist stets farblos — bei, so wird ihr Habitus emailartig mit wachsähnlichem Glanze und mehr und mehr muschligem Bruch.

Nicht selten kommen Ausbildungsformen vor, in denen mikrogranitische, mikrofelsitische und glasige Entwicklung nebeneinander auftreten; dann zeigt das Mikroskop, dass ihre Entstehungszeiten sich in der angegebenen Reihe folgen.

Die Verwitterung zerstört den Feldspath der Grundmasse und führt zuletzt zu einem Gemenge von Quarz mit Muscovit (Sericit) oder mit Kaolin, in welches überdies oft Kieselsäure von aussen als Opal, Chalcedon oder Quarz eindringt.

Die relativen Mengen von Einsprenglingen und Grundmasse wechseln in weitesten Grenzen bei Lipariten und Quarzporphyren ganz unabhängig von der Natur der Grundmasse. Sehr einsprenglingsreiche Liparite bezeichnet man wohl nach dem Vorgange v. RICHTHOFEN'S als Nevadite nach einem Vorkommen der Sierra Nevada in Californien. Leicht verständlich sind dann Bezeichnungen wie mikrogranitische Nevadite, Felsonevadite, Hyalonevadite. Quarzporphyre mit wenig Grundmasse heissen wohl Krystallporphyre; solche mit sehr wenig Einsprenglingen oder ohne solche, die das blosse Auge erkennt, heissen Felsitfelse.

§ 206. Den chemischen Charakter der Liparite und Quarzporphyre zeigen die Analysen 1—12, S. 255, und 1—13, S. 256. Man ersieht zunächst, dass ein stofflicher Unterschied zwischen den neo- und den palaeovulkanischen Effusivformen der normalgranitischen Magmen nicht besteht, des ferneren bei Zuratheziehung der Legenden und besonders bei der Vergleichung von 13a—13d, die sich auf ein- und denselben Gesteinskörper beziehen, dass die stoffliche Zusammensetzung ohne Einfluss ist auf die Entwicklung eines besonderen Grundmassecharakters. Der Vergleich mit Analyse 9—21, S. 78—79 zeigt die Unterschiede gegenüber der Tiefenform der normalgranitischen Magmen, während die Verwandtschaft mit den Alkaligraniten durch Analyse 1—8, S. 78, und mit Apliten durch die Analyse 1—7, S. 214 erhellt. Die Quarzporphyre stellen danach ein höheres und reineres Spaltungsproduct dar, als die normalen Granite. Sie enthalten neben den Kernen $(NaK)AlSi_2$ und Si nur kleine bis sehr kleine Mengen der andern. Somit ergiebt sich die Zugehörigkeit zu den normalgranitischen Magmen hier nicht aus der chemischen, sondern aus der mineralogischen Zusammensetzung und dem geologischen Zusammenhang und ist ohne den letzten nicht immer mit Sicherheit zu erkennen. — Der Gehalt an Wasser ist z. Th. wohl ursprünglich in den Lipariten, z. gr. Th. und bei den Quarzporphyren wohl vollständig secundär und deutet auf Muscovit-, Kaolin-, Chlorit- und Limonitbildung. — Beachtenswerth sind die kleinen Mengen von P_2O_5, das fast durchgängige Fehlen von TiO_2. — Die niedrigen Eigengewichte der Liparite und des Dobritzer Quarzporphyr erklären sich aus § 205. — Die Analysen 8, 9 und 12, S. 256 stellen Übergangsformen nach den quarzfreien Porphyren (Orthophyren) hin dar.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO_2	77,08	74,17	70,00	69,04	76,03	71,12	77,21	75,65	75,69	75,20	74,45	77,59
Al_2O_3	12,77	13,24	14,17	17,09	13,32	14,58	10,32	11,52	12,26	12,96	14,72	12,75
Fe_2O_3	1,92	—	—	—	—	1,69	1,01	2,37	2,98	0,37	—	0,67
FeO	—	3,24	3,25	—	1,74	—	—	—	—	0,27	0,56	fehlt
MnO	Sp.	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	0,03	0,28	Sp.
MgO	0,31	0,32	0,50	Sp.	0,30	0,15	—	Sp.	—	0,12	0,37	0,16
CaO	1,45	1,46	1,63	0,74	0,85	1,50	1,02	0,76	1,13	0,29	0,83	0,04
Na_2O	2,97	1,87	2,14	2,34	5,29	3,26	3,53	2,91	3,01	2,02	3,97	2,56
K_2O	4,13	5,38	5,27	9,74	3,83	6,01	4,89	5,93	4,74	8,38	4,53	3,99
H_2O	0,74*	1,05*	1,30*	0,94*	0,32*	0,95*	1,72	1,03	—	0,58	0,66	1,54
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	Sp.	0,01	Sp.
Sa.	101,32	100,73	98,26	99,89	101,68	99,26	99,70	100,17	99,82	100,22	100,38	100,10
Sp. G.	2,410	2,428	2,416	—	2,553	—	2,31	2,44	—	—	—	2,511

* Glühverlust.

1. Liparit, sphärolithisch. Gönczer Pass. S. Telkibanya. Ungarn.
2. „ hornsteinartig. Hlinik. Ungarn.
3. „ einsprenglingsreich. Pustiehrad. Ungarn.
4. „ feinkörnig. Steinmeer, Eisenbacher Thal bei Vichnye. Ungarn. (In Al_2O_3 ist Eisen inbegriffen.)
5. „ Monte Venda. Euganäen. Sehr arm an Einsprenglingen.
6. „ Chiaja di Luna. Insel Ponza. Ohne Quarzeinsprenglinge.
7. „ Ravin de l'Usclade. Auvergne. Etwas verkieselt, lithoidisch.
8. „ Hotspring Hills. Pah-Ute-Range. Central-Nevada. U. S. A. (Spur Li_2O.)
9. „ Rescue Canyon. Eureka-District. Nevada. U. S. A.
10. „ frei von farbigen Gemengtheilen, holokrystallin, mit etwas Granat. Round Mtn. bei Silvercliff. Custer Co. Col., U. S. A.
11. „ holokrystalliner Nevadit. Chalk Mountain. Leadville. Col., U. S. A.
12. „ sphärolitisch. Omahu. Hauraki-Goldfelder. Neuseeland. (Mit 0,63 TiO_2, 0,10 BaO, 0,07 SO_3.)

§ 207. Die wesentliche Structur aller Liparite und Quarzporphyre ist die porphyrische in ihren verschiedenen Typen als holokrystallin-porphyrisch in den mikrogranitischen (gelegentlich auch poikilitischen) und granophyrischen Gesteinsformen, hypokrystallinporphyrisch in zahlreichen Felsophyren und Felsolipariten, vitrophyrisch in den Pechsteinen und Hyalolipariten, die nur eine Unterform der Hauptgesteinsgruppen bilden. Im Allgemeinen sind die mikrogranitische und granophyrische Structur herrschend bei intrusiven Vorkommnissen und im Centrum mächtiger Ergüsse, wo sie sich bis zu mehr oder weniger körniger Entwicklung steigern kann, die felsophyrische Structur ist typisch für Oberflächenergüsse und die peripherischen Theile grösserer Massen; vitrophyrische Formen sind im Ganzen genommen selten. Man kennt Vorkommnisse, in denen durch Übergänge verbunden nahezu alle diese Structurtypen ausgeprägt

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13a.	13b.	13c.	13d.
SiO_2	75,78	74,55	76,06	72,24	74,66	76,92	76,14	69,03	66,60	74,65	74,56	68,13	77,05	77,05	76,68	78,20
Al_2O_3	12,16	13,56	12,37	13,64	11,49	12,89	12,69	15,82	15,17	13,75	13,52	15,75	12,64	13,14	12,90	11,59
Fe_2O_3	1,77	0,34	2,05	—	2,02	1,15	—	4,18	8,92	1,86	2,04	1,60	0,76	0,77	1,01	1,38
FeO	0,51	1,16	—	3,06	—	—	1,78	—	—	—	—	0,74	0,23	0,42	0,45	0,30
MnO	—	—	Sp.	0,13	0,08	—	0,17	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,25	0,38	0,51	0,66	0,10	0,98	0,32	0,85	0,37	0,14	0,44	0,45	0,09	0,27	0,40	0,33
CaO	0,79	0,47	Sp.	0,95	0,44	0,68	0,51	0,79	0,46	0,79	0,32	0,27	0,74	1,09	0,69	1,11
Na_2O	1,16	2,45	1,13	2,95	1,69	0,68	1,82	2,95	3,57	3,36	3,48	0,61	3,78	2,96	3,43	4,25
K_2O	6,28	6,14	6,99	5,24	8,68	4,27	5,81	5,66	3,85	5,85	4,94	10,54	4,50	4,75	4,67	3,92
H_2O	1,39	1,74	1,21	1,05	0,74	1,97	1,03	0,89	2,00	—	0,64	1,90	0,40	0,97	0,72	0,84
P_2O_5	—	—	—	Sp.	0,07	—	—	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—
Sa.	100,09	100,79	100,32	99,91	99,97	99,54	100,27	100,17	100,94	100,40	99,94	100,37	100,19	101,42	100,95	101,92
Sp. G. . . .	—	—	2,622	2,583	2,598	2,49	—	—	—	—	—	2,573	2,599	2,597	2,587	2,612

1. Quarzporphyr, einsprenglingsreich, mikrofelsitisch, Leichtersberg. Odenwald.
2. „ einsprenglingsarm, mikrofelsitisch. Äpfelskopf. N. Ziegelhausen. Odenwald.
3. „ mikrofelsitisch. Grosser Knollen bei Lauterberg. Harz.
4. „ mikrogranitisch. Mühlberg bei Schwärtz, unfern Halle. (Spuren von Li_2O, BaO und TiO_2.)
5. „ mikrofelsitisch. Platte bei Gross-Umstadt. Hessen.
6. „ secundär-krystallin, aus Pechstein hervorgegangen. Dobritz bei Meissen.
7. „ Grödenthal. Südtirol.
8. „ Schönberg bei Geroldseck. Schwarzwald.
9. Quarzporphyr, anscheinend sehr frisch. Naifschlucht bei Meran. Tirol.
10. „ mikrofelsitisch, ohne Quarz. Elfdalen. Schweden.
11. „ granophyrisch. Figino. Canton Tessin.
12. „ ohne Quarzeinsprenglinge (mit 0,31 TiO_2, 0,07 CO_2). SW.-Seite des Himmelberges. Blatt Lebach. Rheinpreussen. Stockförmig im Unter-Rothliegenden. (Glimmer-Orthophyr.)

13a. „ fast granitisch. Linkes Seitenthälchen des oberen Kirneckthals bei Barr.

13b. „ granophyrische Grundmasse. Oberes Kirneckthal bei Barr.

13c. „ mikrogranitisch. Rosskopf bei Barr.

13d. „ variolitisch. Spitze des Rosskopfes bei Barr.

wurden (Oberes Kirnecksthal bei Barr, Unterelsass, Lugano). Mit der porphyrischen Structur vergesellschaften sich ausserordentlich oft sphärische und fluidale Structurformen.

Sphärische Structuren fehlen den mikrogranitischen, sind dagegen häufig in den granophyrischen und besonders in den felsophyrischen Gesteinsformen und finden ihren Ausdruck bald in erbsen- bis über eigrossen, ja kopfgrossen Kugeln (Kugelporphyre oder Pyromeride von Corsica, Rauhfels bei Wuenheim im Elsass, Friedrichsrode in Thüringen u. a.), bald in senfkorn- bis erbsengrossen Kügelchen (sphärolithische Quarzporphyre und Liparite, Sphärolithfelse), bald in nur mikroskopisch wahrnehmbaren kugligen Gebilden, welche entweder vereinzelt in der Gesteinsmasse liegen oder aber diese in dichtem Gedränge wesentlich aufbauen. In allen Fällen und unabhängig von den Dimensionen liegen sphärische Aggregationsformen vor mit fast ausnahmslos radialstrahliger Anordnung der Substanz.

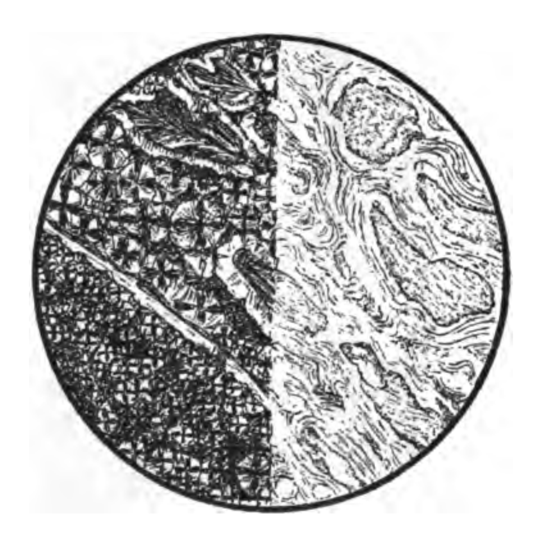


Fig. 44. Felsoliparit mit Sphärolithen und gepressten Glaskugeln. Tolcsva Lizka, Ungarn. Vergr. 30 : 1. Die linke Hälfte bei + Nic.

Nach dem chemischen Bestande und dem optischen Verhalten kann man mehrere Arten von Kugelgebilden unterscheiden. Die einen haben wesentlich die chemische Zusammensetzung der Grundmasse selbst und bestehen wohl erkennbar aus einem Gemenge von Quarzstrahlen und von Feldspathstrahlen, sie mögen Pseudosphärolithe heissen; — andere sind bei analoger Zusammensetzung anscheinend ganz homogen und ihre Strahlen verhalten sich genau wie der Mikrofelsit; sie heissen Sphärolithe schlechthin oder Felsosphärite (Fig. 44). Die Strahlen dieser beiden Arten sind nicht einfache Strahlen, sondern Strahlenbüschel, insofern sich die Einzelstrahlen vielfach spalten und theilen und unter spitzem Winkel angeschossene feinere Strahlen tragen; sie mögen oft mit kleinen Mengen einer Glasbasis durchtränkt sein. Diese Pseudosphärolithe und Felsosphärite sind keineswegs immer kugelrunde Gebilde, sondern treten oft in einer durch die fliessende Bewegung des erstarrenden Gesteins bedingten Verzerrung auf, derzufolge die Strahlen sich nicht um einen Punkt, sondern um eine kürzere oder längere, gerade oder gewundene Linie gruppiren (Axiolithe). oder sie erscheinen in Form grösserer oder kleinerer Kugelsectoren und Kugelsegmente, zumal wenn sie nicht frei in der Gesteinsmasse liegen. sondern an Einsprenglinge

von Quarz oder Feldspath angesetzt sind. Niemals heften sie sich an die Biotite oder andere farbige Gemengtheile. Solche sphärolithische Aureolen um Quarz erkennt man oft schon mit blossem Auge, ohne sie eigentlich als solche zu sehen, an einer eigenthümlichen Spannung in der Grundmasse unmittelbar um die Quarze und nicht selten bleiben sie an diesen haften, wenn sie beim Schlag aus dem Gestein herausfallen. — Eine eigenthümliche Abart der Sphärolithe stellen die sogen. Lithophysen (Fig. 45) vor, welche in felsophyrischen und glasigen Gesteinen der Familie (Sphärolithfels und Obsidian am Obsidian Cliff, Felsoliparite der Gegend von Schemnitz, Quarzporphyr von Tambach in Thüringen, vom Grünberg bei Gengenbach, Schwarzwald u. s. w.) häufig sind. Es sind gewissermassen gekammerte Sphärolithe von winzigsten Dimensionen bis zu mehreren Zoll Durchmesser, welche aus uhrglasähnlichen, sich nicht berührenden, oft mit winzigen Tridymiten, Quarzen Feldspäthen, Fayaliten besetzten Schalen bestehen, die im Durchschnitt etwa

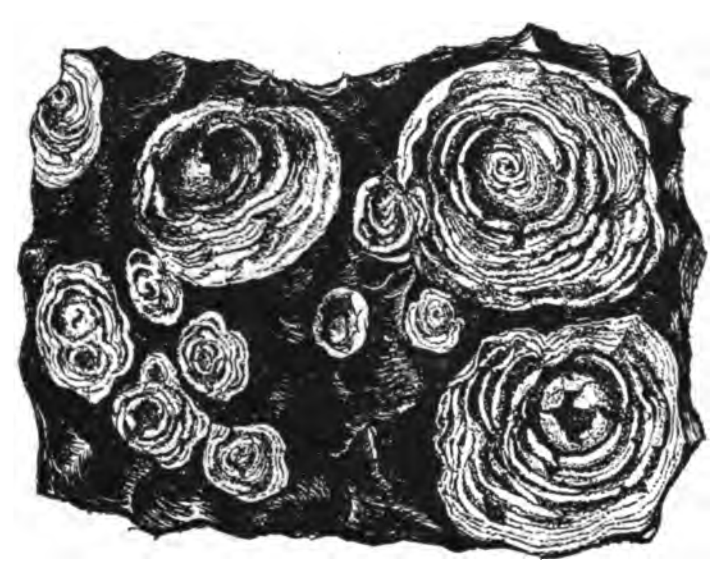


Fig. 45. Lithophysen in Obsidian. Obsidian Cliff, Yellowstone National Park, U. S. A. Nat. Grösse.

wie die Blätter einer voll aufgeblühten Rose geordnet sind. Alle Schalen sind radialstrahlig zur Schalenoberfläche gebaut. Verbindend zwischen compacten Sphärolithen und Lithophysen stehen die hohlen Sphärolithe von Senfkorn- bis zu Faustgrösse; die centrale Höhlung ist nicht selten mit Quarz- oder Amethystkrystallen nebst Eisenglanztafeln besetzt. — Alle felsosphäritischen Gebilde gehen durch Umwandlungsvorgänge ebenso wie die mikrofelsitische Grundmasse in allotriomorphe Quarz-Feldspath-Aggregate über. — **Granosphärite** sind zu kugligen Körpern geordnete Körner von Feldspath und Quarz ohne jeden radialen Bau. Bei Verkieselung von Quarzporphren und Lipariten füllen sich die Grundmassen oft mit radialstrahligen Chalcedonkugeln. In den sogen. Kugelporphyren bestehen die grossen Kugeln gar oft aus vielen radial geordneten und axiolithisch verzerrten verschiedenen Sphärolithen. — Sphärolithische Liparite und Quarzporphyre sind allgemein verbreitet. Granosphärite scheinen auf Gesteinsgrenzen beschränkt zu sein (Rosskopf bei Barr).

Fluidale Structuren (Fig. 12, S. 60) kommen in den mikrogranitischen und granophyrischen Gesteinsformen ausschliesslich durch die Anordnung der Einsprenglinge zu Stande und sind selten deutlich. Sie sind allverbreitet in felsophyrischen und vitrophyrischen Typen und bleiben hier meistens auch dann noch kenntlich, wenn die Gesteinsgrundmassen vollständig in körnige Quarz-Feldspathmassen umgewandelt oder durch Verkieselungsvorgänge entstellt sind. Soweit sie für das blosse Auge zur Erscheinung kommen, zeigen sie sich seltener durch reihen- oder lagenweise geordnete Einsprenglinge, als durch geringe, lagenartig geordnete Farbenverschiedenheiten oder eine feine Parallelliniirung. Diese Erscheinungen treten, wo sie dem ganz frischen Gestein zu fehlen scheinen, oft im unfrischen Zustande sehr deutlich hervor, die Folge einer dünnplattigen Absonderung, welche ursprünglich nur potentiell vorhanden war, aber doch den Atmosphärilien die Wege wies. Mikroskopisch zeigt sich die Fluidalstructur vorwiegend in der Anordnung der Grundmassegemengtheile zu den Einsprenglingen und untereinander, in dem Wechsel von kryptokrystallinen mit mikrofelsitischen, oder von mikrofelsitischen und glasigen Lagen, in der im Durchschnitt linienförmigen, im Körper flächenförmigen Vertheilung der pigmentirenden Eisenverbindungen, innerhalb der glasigen Lagen der felsophyrischen Liparite in der Anordnung der Gaseinschlüsse, der mikrolithischen und krystallitischen Ausscheidungen und ähnlichen Phänomenen. — Bald deuten die Erscheinungen durch ruhigen Parallelismus auf eine einfache fliessende Bewegung, bald in wirrster Verflechtung auf complicirte Stauchungen; immer hat man den Eindruck starker Viscosität des fliessenden Magmas. — Die glasigen Lagen, ob rein, ob voller krystallitischer Gebilde, zeigen u. d. M. oft zahllose parallel orientirte Interferenzkreuze nach Art gepresster Glaskugeln; das ist ein durch die Abkühlung bedingtes Contractionsphänomen. Wo sphärische und fluidale Structurphänomene nebeneinander auftreten, sind die fluidalen die jüngsten.

Porose Structuren sind im Ganzen nicht selten; sie variiren vom Grosszelligen bis zu jenen geringen Dimensionen, die man nur durch das rauhe Anfühlen noch wahrnimmt. — Eigentliche Mandelsteinstructur ist nicht häufig; die Mandeln sind dann meistens mit Quarz oder Chalcedon, seltener mit Delessit oder Calcit erfüllt.

§ 208. Liparite und Quarzporphyre bilden Ströme, Decken und Gänge, auch Intrusivlager und kleine stockähnliche Körper. Die Absonderung ist bald plattig, bald säulenförmig, seltener kuglig. Die

Gesteine zerfallen schliesslich in kleine eckige Stückchen, ähnlich feinerem Strassenschotter.

Die Hauptverbreitungsgebiete der Liparite in Europa liegen in Ungarn (Gegend von Schemnitz, Visegrad, die Matra, Gegend von Eperies-Tokaj [Telkibanya, Gönczer Thal u. s. w.], Vihorlat-Gutin) und Siebenbürgen (Erzgebirge und Vlegyasza) in westöstlicher Richtung dem Karpathenrande folgend; die Liparite sind jünger, als die spärlichen Trachyte und äusserst verbreiteten Andesite und Dacite dieser Gebiete; — ferner in Serbien, Bosnien und im westlichen Balkan mit gleicher Begleitung, auf Samothrake und Euboea. — In Italien finden sie sich in den Euganäen in derselben Association wie in Ungarn-Siebenbürgen, in der toscanischen Maremme (Cordierit-Liparite), auf Lipari. — In Frankreich im Mont-Dore; — in Spanien am Cabo de Gata in derselben Begleitung, wie in den Karpathenländern. — In Deutschland kennt man keinen Liparit. — In Asien liegen die Liparitgebiete der Troas, des Demavend und Caucasus, an der Südküste von Arabien, auf den Sunda-Inseln, den Philippinen, in Japan, allenthalben mit wesentlich derselben Begleitung wie in Ungarn. — Grosse Ausbreitung und Mächtigkeit haben die Liparite, auch hier in derselben Gesellschaft, in dem Central Basin zwischen den Rocky Mountains bis nach Californien (Washoe Mts., Shoshone Range, Seetoya Range, Pah-Ute Range, Pah-tson Mts., Virginia Range u. s. w.); man kennt sie aus Mexico, aus den La-Plata-Staaten (Provinz Catamarca), von Neu-Seeland (Umgebung des Taupo-Sees und Bank's Halbinsel) u. s. w.

Quarzporphyre als Gänge treten in allen Formationen gelegentlich auf, als Ströme und Lager fehlen sie scheinbar den krystallinen Schiefern. In Deutschland gehören die Quarzporphyrdecken vorwiegend der Kohlen-Periode (Schlesien, Halle a. S., Flöha in Sachsen) und dem Rothliegenden an, so im mittleren Schwarzwald (Baden-Baden, Oppenau, Gengenbach u. s. w.), in den Vogesen (Breuschthalgebiet), im Odenwald zwischen Heidelberg und Schriesheim, am Donnersberg, in der Gegend von Kreuznach und Münster a. St., im Thüringer Wald (Manebach, Ilmenau, Friedrichsroda, Regensberg, Inselsberg u. s. w., nicht selten als Kugelporphyr ausgebildet), in Sachsen (Gegend von Zwickau, Chemnitz, Frohburg, Rochlitz, Grimma u. s. w.), in dem Höhenzuge Flechtingen-Alvensleben bei Magdeburg, am Harz (Auerberg bei Stolberg u. s. w.). An zahlreichen Punkten sind die Quarzporphyre vergesellschaftet mit Quarzporphyriten, Porphyriten und Melaphyren, ganz entsprechend der dacitischen und andesitischen Begleitung der Liparite. — Permisch sind auch die Quarzporphyre von Lugano in ihrer mannichfachen Entwicklung von

granitischen bis zu vitrophyrischen Formen, die gewaltige Südtiroler Porphyrdecke von 20 □Meilen Ausdehnung zwischen Trient, Bozen, Meran, Kolmann und Neumarkt, wesentlich auf der Ostseite des Etschthals. — Cambrischen und silurischen Alters sind die Porphyrdecken von Wales, im nördlichen England und südlichen Schottland (Llanberis, Llyn Padarn, Innerleithen u. s. w.), ebenfalls oft vergesellschaftet mit Porphyriten, Diabasen u. s. w. — Der alpinen Trias gehören die Raibler Porphyre an, am Ostabfall der Anden in Südamerika sind jurassische Quarzporphyre verbreitet, im Feuerlande (Ostseite des Ponsonby-Sundes) kennt man cretacische Porphyrergüsse. Daran schliessen sich dann die tertiären Liparite, welche wir bis hinauf ins Pliocän (Nordamerika) nachweisen können. — In der Jetztzeit kennt man keinen Vulkan, der liparitische Laven lieferte.

§ 209. Liparite und Quarzporphyre haben eine hyaline Ausbildungsform, welche man als Felsitpechstein und Trachytpechstein hat unterscheiden wollen. Bei den Lipariten kennt man ausserdem noch andere mit den Namen Perlit, Obsidian und Bimsstein belegte hyaline Formen. Sie alle insgesammt heissen auch wohl saure Gläser. Ursprünglich hielt man Pechsteine, Perlite, Obsidiane und Bimssteine für selbständige Gesteine; in Wirklichkeit sind sie nur bestimmte vitrophyrische Ausbildungsformen, deren jedes Magma fähig ist und die bei jedem Magma vorkommen. Sie unterscheiden sich durch chemische und habituelle Merkmale: Pechsteine sind wasserreich, meist dunkelfarbig und haben pechähnlichen Glanz, Perlite sind wasserärmere (3—3,5 $^0/_0 H_2O$) Gläser mit einer auffallenden perlitischen Absonderung, meist bläulichgrauer Farbe und wachsähnlichem Glanz, Obsidiane sind fast wasserfreie Gläser von meist dunklen Farben und mit Glasglanz, Bimssteine sind schaumige Gläser von meist sehr heller Farbe und mit wechselndem Wassergehalt.

Vitrophyre nennen wir die Liparite und Quarzporphyre mit einer glasigen, meistens wasserreichen Grundmasse. Sie sind bald reich an Einsprenglingen (Pechsteinporphyre), bald arm daran (Pechstein). Die Einsprenglinge sind dieselben, wie bei den Lipariten und Quarzporphyren, doch haben die Feldspäthe stets glasigen Habitus und die Plagioklase sind oft abnorm basische Mischungen (Labrador und Bytownit) und unter den farbigen Einsprenglingen ist grüner Augit meistens häufiger als Biotit oder braune Hornblende; rhombischer Pyroxen und selbst Olivin erscheinen accessorisch und alles deutet auf eine frühe Unterbrechung der intratellurischen Periode. — Die Grundmasse ist kantendurchscheinend, bricht muschlig und hat vorherrschend schwarze, auch rothe, bräunliche, grüne, gelbe oder weisse Farbe. Die grüne Farbe gehört dem

Glase als solchem an, rothe und schwarze Farbe rühren von fein vertheilten Erzpartikelchen her; wo diese sich ballen oder zu mikrolithischen Gebilden entwickelt sind, wird das Glas farblos.

Die Grundmasse der Vitrophyre ist bald ein sehr reines Glas, bald mehr oder weniger erfüllt mit mikrolithischen und trachytischen Gebilden (Fig. 8, S. 56), deren einfachste sich als äusserst winzige, nur bei stärkeren Vergrösserungen erkennbare runde oder lang gestreckte Scheibchen (Globulite und Longulite, VOGELSANG) von dunklerer Farbe als das Gesteinsglas erkennen lassen. Diese ordnen sich oft zu perlschnurartigen Reihen (Margarite), oder häufen sich zu brombeerähnlichen Gruppen mit bald wirrer Lagerung (Cumulite) oder deutlicherer radialer Ordnung (Globosphärite). — Durch wunderbare Krystallskelette von mannichfacher Gestaltung sind besonders die Pechsteine von Arran ausgezeichnet.

Dass der chemische Bestand der Vitrophyre der der Liparite und Quarzporphyre ist, zeigen die Analysen 1a, 2—5a, 6, 7 und 9a, S. 266 besonders deutlich, wenn man sie wasserfrei berechnet. Dass das Wasser dem Gesteinsglase angehört, zeigt der Vergleich von 1a mit 1b. Der Gehalt an H_2O steigt im frischen unveränderten Zustande bis auf nahezu 8% etwa. In manchen Vitrophyren hat man flüchtige ammoniakalische, wohl auch brennbare Kohlenwasserstoffverbindungen nachgewiesen, die vielleicht aus durchbrochenen Kohlelagern herrühren. DELESSE hat auch Stickstoff[1] gefunden. Hervorzuheben sind die sehr wechselnden Mengen von K_2O und Na_2O und das niedrige Eigengewicht.



Fig. 46. Felsitpechstein mit Quarzeinsprenglingen. Corbitz, Sachsen. Die krystalline Umwandlung des Glases folgt den perlitischen Bahnen. Vergr. 30:1.

Dass die Sphärolithe der Vitrophyre wasserfreie Verbindungen sind, zeigt Analyse 8; der kleine Gehalt an H_2O rührt jedenfalls z. Th. von beigemengtem Gesteinsglas her.

Höchst auffallend sind die Umwandlungserscheinungen der Pechsteine. Ihre Einsprenglinge verlieren dabei den glasigen Habitus, werden derbe und endlich erdig. Die Grundmasse wird zunächst wasserreicher bis über 11% (vergl. Analyse 5a und 5b) unter all-

[1] Argon? Helium?

mähligem, aber vollständigem Verlust ihres glasigen Charakters und unter Entwicklung eigenthümlich sphärolithischer Gebilde, welche streng der allverbreiteten perlitischen Absonderung und den durch die Fluidalstructur vorgeschriebenen Bahnen der potentiellen Dichtigkeitsminima folgt (Fig. 46). Die Vitrophyre der Meissner Gegend zeigen diese Erscheinungen schon dem blossen Auge in vorzüglicher Klarheit. Dieses wasserreiche Stadium stellt der Pechthonstein C. FR. NAUMANN's dar. Alsdann nimmt der Wassergehalt wieder ab und sinkt weit unter den ursprünglichen Betrag bis auf $1^0/_0$ und weniger, wobei in steigender Menge und oft in steigender Korngrösse wieder den perlithischen und fluidalen Bahnen folgend sich allotriomorphe Quarz-Feldspath-Aggregate bilden, die endlich allein die Grundmasse aufbauen, welche nun den sogen. felsitischen oder hornsteinähnlichen Habitus zeigt. Dabei bilden sich oft rundliche bis ovale grobkörnigere Quarz-Feldspath-Aggregate, in denen die Anordnung eine centripetale ist, wie in einer Druse. Das sind Füllmassen alter Poren und Zellen oder bei der Umwandlung selbst entstandener Hohlräume. Eine Verkieselung ist oft mit diesem Vorgang verknüpft[1]. Der Verlauf dieses Processes wurde besonders von A. SAUER in der Gegend von Meissen verfolgt und so die Identität des sogen. Dobritzer Porphyr mit den Meissner Pechsteinen dargethan. Die Analysen 5a, 5b S. 266 und 6 S. 256 geben das chemische Bild desselben. Folgt dieser Vorgang vorwiegend perlitischen und kugelschaligen Contractionsflächen oder betrifft er Vitrophyre mit kleineren und grösseren Felsosphäriten, so bilden sich dichte, matte, felsitisch aussehende Kugeln (sogen. Felsitkugeln) in der frischen Vitrophyr-Grundmasse, wie in dem sogen. Pechsteinporphyr von Spechtshausen bei Tharand in Sachsen.

In andern Fällen geht die Umwandlung der Vitrophyre vor sich ohne das Zwischenstadium des wasserreichen Pechsteins, wie z. B. am Burgstall bei Wechselburg in Sachsen, wo ein mächtiger Vitrophyrgang beiderseits kryptokrystalline und allotriomorph-körnige, fast wasserfreie, matte Salbänder hat. Dasselbe ist auf Arran der Fall (Analyse 9a und 9b) und so an vielen Orten. — Ebenso sind zahlreiche andere scheinbar mikrogranitische Quarzporphyre und Liparite umgewandelte Vitrophyre. Man erkennt sie an dem allotriomorphkörnigen Gefüge der Grundmasse, doch ist die Unterscheidung von kryptokrystallin umgewandelten Felsophyren oft schwer. Schwarzwald,

[1] Dass gerade bei Pechsteinen und Pechsteinporphyren eine Verkieselung so häufig vorkommt, erklärt sich durch den hohen Wassergehalt derselben, der wohl nach Analogie der FRIEDEL'schen Versuche an Zeolithen durch Kieselsäurelösungen ersetzt wurde.

Odenwald, Vogesen, Thüringen, Shropshire in England u. s. w. liefern Beispiele.

Die Vitrophyre gehen vielfach in felsophyrische Typen besonders durch schlierige Verwebung mikrofelsitischer und glasiger Lagen über und sind allenthalben mit Lipariten und Quarzporphyren geologisch verknüpft.

Die Vitrophyre bilden Gänge und Ergüsse. Man kennt sie von tertiärem Alter aus dem centralfranzösischen Vulkangebiet der Auvergne und des Cantal, aus dem Liparitgebiet von Schemnitz in Ungarn, aus den Euganäen (Analyse 1, S. 266), von der Insel Arran an der Westküste von Schottland (Analyse 7 und 9), wo die Gänge nach Art der gemischten Gänge basische Salbänder haben (Analyse 9a und 9c), vom Scuir of Eigg in Stromform, von Newry und Barnumore Gap in Irland u. a. O. — Zu den permischen Quarzporphyren gehören die Gänge und Ergüsse der Gegend von Meissen im Triebischthal, bei Garsebach, Korbitz, Oberpolenz, von Spechtshausen bei Tharand, von Zwickau u. a. O. in Sachsen, die Gänge von Auer an der Etsch im Bozener Quarzporphyr, die von Grantola, Valgana, Monte Nave im Luganer Quarzporphyr und solche aus dem Dép. du Var (Fréjus) in Frankreich.



Fig. 47. Perlit. Hlinik, Ungarn. Vergr. 30 : 1.

§ 210. Liparitperlite oder Perlite schlechthin sind meistens einsprenglingsarme graue bis blaugraue, wachsglänzende, glasige bis emailartige Hyaloliparite mit ausgesprochen perlitischer Absonderung. Die Einsprenglinge sind die der Liparite, die Feldspäthe haben glasigen Habitus. Die perlitischen, concentrisch zwiebelschalig abgesonderten Kugeln liegen bald einzeln in der Gesteinsmasse und sind dann drehrund, oder sie liegen dichtgedrängt und sind dann eckig polygonal. Die Perlitkugeln zeigen oft Spannungsphänomene, die eine hyalitische Doppelbrechung verursachen. Marekanit nennt man Glaskugeln aus Hyalolipariten von der Marekanka in der Gegend von Ochotsk; sie sind bisweilen in solchem Zustande der Spannung, dass sie bei einem Hammerschlage wie die bekannten Glasthränen zu Staub zerstieben. — Neben den Einsprenglingen sind Sphärolithe (Analyse 11b) und Mikrolithenschwärme (meistens Feldspath, daneben oft Augit), die unbehindert durch die Perlitschalen und Kugeln hindurchsetzen, sehr verbreitet (Fig. 47). Die Absonderung ist also der letzte Act der Gesteinsverfestigung. Den chemischen Bestand geben die

Analysen 10, 11a und 12, S. 267. Der Wassergehalt liegt sehr regelmässig zwischen 3 und 4 % und überschreitet diese Grenzen sehr selten. Das specifische Gewicht ist sehr niedrig. — Die Structur ist allenthalben ausgeprägt fluidal und oft eutaxitisch durch lagenweisen oder durchflochtenen Wechsel glasiger und mikrofelsitischer Theile. — Die Umgebung von Schemnitz in Ungarn (Analyse 10), die Euganäen, Sardinien (Analyse 11 a), das Gebiet von Bracciano und des Cabo de Gata (Analyse 12) sind wichtige europäische Verbreitungsgebiete. Ebenso finden sie sich in den grossen aussereuropäischen Liparitgebieten.

§ 211. Liparitobsidiane sind graue, grauschwarze bis schwarze, im durchfallenden Lichte farblose, seltener röthliche oder bräunliche, glasglänzende, kantendurchscheinende, einsprenglingsarme und fast oder ganz wasserfreie Hyaloliparite. Unter den Einsprenglingen erscheint Quarz spärlich oder fehlt ganz. Die Grundmassen sind bald rein glasig, bald mehr oder weniger erfüllt mit Mikrolithen, Trichiten und Sphärolithen in oft ausgeprägter Fluidalanordnung und dadurch bedingtem lagenweisem Wechsel nach Art und Menge. Durch Zunahme der Sphärolithe gehen sie in Sphärolithfelse und Felsoliparite, durch Häufung von Gasbläschen, die sich bis zu schaumiger Ausbildung des Glases steigert, in Bimsstein über. Berühmt durch ihre herrlichen Lithophysen und Sphärolithe sind die Obsidiane des Obsidian Cliff im Yellowstone National Park (Analyse 14). Die Analysen 15 und 16, S. 267, zeigen die stoffliche Übereinstimmung dieser Gebilde. — Die Obsidiane in Form von Strömen, oder auch als Kruste von Liparitergüssen, begleiten an zahlreichen Localitäten die Liparite, so in Ungarn, auf Lipari, am Caucasus, in den Vereinigten Staaten, in Mexico u. s. w. — Interessant ist ihre Verwendung zu Pfeilspitzen, Messern u. s. w. in der frühesten Culturperiode der Menschheit.

§ 212. Liparitbimssteine oder Bimssteine schlechthin sind einsprenglingsarme, glasig-schaumige Hyaloliparite von weisser, grauer, gelblicher, selten rother Farbe. Sie bestehen aus angenähert parallelen oder gewundenen Obsidianfäden bisweilen mit deutlichem Seidenglanz. Die einzelnen Fäden sind selbst wieder voll geschlossener Luftblasen und oft reich an mikrolithischen Gebilden; wo Einsprenglinge auftreten, sind es dieselben, wie in allen Hyalolipariten. — Die chemische Zusammensetzung ergiebt sich aus Analyse 17 u. 18, S. 267. Der beträchtliche Gehalt an H_2O ist jedenfalls z. gr. Th. als mechanisch eingeschlossen aufzufassen. — Bimssteine bilden keine eigentlichen selbständigen Gesteinsmassen, sondern treten als Krusten auf Strömen und als lose Auswurfsmassen in Form von Blöcken, Lapilli, Sand und Bomben auf. Infolge ihres porösen Aufbaus und ihrer geschlossenen

	1a.	1b.	2.	3.	4.	5a.	5b.	6.	7.	8.	9a.
SiO_2	71,19	71,46	72,99	76,52	73,24	72,42	73,50	73,12	72,07	77,23	72,37
Al_2O_3	11,86	14,28	12,34	12,10	10,33	11,26	10,40	12,22	11,26	10,44	11,64
Fe_2O_3	—	—	—	1,96	1,26	0,75	1,89	—	3,24	1,87	1,42
FeO	3,67	1,40	1,27	—	1,63	—	—	0,56	—	—	1,08
MnO	—	—	Sp.	—	—	—	—	0,07	Sp.	0,54	—
MgO	0,37	0,23	—	0,22	0,46	0,28	Sp.	0,23	Sp.	—	0,52
CaO	0,63	0,39	Sp.	0,85	1,66	1,35	2,60	0,89	1,53	0,90	1,30
Na_2O	4,76	3,42	7,11	2,94	3,52	2,36	0,62	5,44	0,61	2,22	4,15
K_2O	4,93	1,88	0,52	2,62	4,14	3,80		1,15	5,61	5,74	3,98
H_2O	3,39	6,11	5,50	2,74*	3,31	7,64	11,18	6,03	5,45	1,19	4,86*
Sa.	100,80	99,17	99,73	99,95	99,55	99,86	100,19	99,71	99,77	100,18	101,32
Sp. G.	2,402	2,264	—	—	2,47	—	—	—	—	—	2,36-2,37

* Glühverlust.

1a. Vitrophyr (Trachytpechstein). Monte Sieve. Euganäen. Schwarz, ohne Quarzeinsprenglinge.
1b. Grundmasse desselben. Ebenda. Braun.
2. Vitrophyr (Felsitpechstein). Spechtshausen bei Tharand. Sachsen.
3. „ „ Castelruth. Tirol.
4. „ „ Auer an der Etsch. Tirol.
5a. „ „ Korbitz bei Meissen. Sachsen. Roth, durchscheinend, frisch.
5b. „ „ Ebenda. Roth, trübe, unfrisch.
6. „ „ Meissen. Grün.
7. „ (Trachytpechstein). Corrieghill. Insel Arran. Schottland. Dunkelbraun.
8. Sphärolithe aus mattgrünem Pechstein. Ebendaher.
9a. Vitrophyr. Centrum eines Ganges am Berge Cir Mhor. Arran.
9b. Entglaster Vitrophyr, in den 9a. beiderseits übergeht. Ebenda.

Luftblasen erfahren sie einen oft sehr weiten Transport durch Wasser und Wind. Hauptverbreitungsgebiete liefern die ungarischen und liparischen, sowie die Liparitvorkommnisse des Cabo de Gata in Europa.

§ 213. Einen von allen andern Lipariten abweichenden Typus stellen die präglacialen (Raudfossafjäll, Hlidarfäll am Myvatn) und jüngeren (Hrafnatinnuhraun, Domadalshraun, Namsrhraun u. a.) isländischen Liparitströme dar, welche bei hellgrauer bis röthlichgrauer Farbe durch grosse Neigung zur Obsidianbildung in ihren oberen Theilen, durch das fast absolute Fehlen des Sanidin, Quarz und Biotit unter den Einsprenglingen, welche von zwillingsgestreiften Feldspathen und Pyroxenen geliefert werden, durch die Häufigkeit andesitischer Structurformen neben granophyrischen, mikrogranitischen und vitrophyrischen, durch niedrigen Kieselsäure- und nicht ganz unbeträchtlichen Gehalt an TiO_2 gekennzeichnet sind. Die constante Vorherrschaft des Na_2O unter den Alkalien (Analyse 7—11,

9b.	9c.	10.	11a.	11b.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
75,31	55,79	73,00	70,59	72,20	72,11	73,63	74.70	76,70	78,02	70,87	70,47
13,62	15,97	12,31	13,49	15,65	13,71	14,25	13,72	12,30	11.98	13,86	13,36
2,31	12,50	2.05	—	—	0,29	—	1,01	1,43	1,45	—	0,42
—	—	—	1,60	1,64	0,90	1,80	0,62	—	—	2,42	0,91
—	—	—	0,30	0,50	—	—	Sp.	—	—	—	0,21
0,20	2,22	1,47	0,70	0,62	0,44	1,42	0,14	—	—	0,40	0,54
0,97	7,06	1,20	1,31	0,98	1,44	Sp.	0,78	0,39	0,21	1,30	1,04
3,02	2,21	1,36	3,52	5,52	3,22	4,61	3,90	3,89	4,16	1,26	4,01
4,07	1,86	5,96	4,29	1,71	3,33	4,39	4,02	4,73	3,96	5,73	3,47
1,48*	2,43*	2,90*	3,70*	1,12*	4,19	—	0,62*	0,66*	0,33	3,82*	6,10
100,98	100,49	100,25	99,50	99,94	99,63	100.10	99,91	100,10	100,11	99,66	100,53
2,52-2,53	2,70-2,71	2,384	2,386	2,459	3,346	2,360	2,344	2,383	—	2,042	—

9c. Augitandesit, der beiderseits das Salband von 9a und 9b bildet. Ebenda. (Mit 0,45 S.)
10. Perlit. Hliniker Thal bei Schemnitz. Ungarn.
11a. „ Grotta dei Colombi. Insel San Antiocco. Sardinien.
11b. Sphärolith aus 11a.
12. Liparitperlit. Faro del Coralete. Südspitze der Sierra del Cabo. Cabo de Gata. Almeria. Spanien.
13. Liparitobsidian. Mexico.
14. Obsidian, frei von Sphärolithen, schwarz (mit 0,40 FeS_2). Obsidian Cliff. Yellowstone National Park. U. S. A.
15. Kleine dunkelblaue Sphärolithe aus schwarzem Obsidian. Ebendaher.
16. Weisse Lithophysen aus schwarzem Obsidian. Ebendaher.
17. Liparitbimsstein. Slaska. Ungarn.
18. „ Puerto del Genoves. Cabo de Gata. Almeria. Spanien.

S. 268) theilen sie mit den liparitischen Formen der alkaligranitischen Magmen, ebenso wie die oft grünliche Farbe ihrer Obsidiane im durchfallenden Lichte.

§ 214. Ebenso wie die eigentlichen Liparite und Quarzporphyre zu den Ergussformen der normalgranitischen Magmen gehören, giebt es Ergussgesteine, in welchen die alkaligranitischen Magmen geologische Gestaltung gewonnen haben. Das sind die Comendite, Pantellerite und Quarzkeratophyre.

Comendite (Bertolio) sind liparitische Gesteine, welche in einer graulich- oder gelblichweissen, auch graublauen Grundmasse Einsprenglinge von Quarz, Alkalifeldspäthen, sowie von Aegirin, Arfvedsonit oder Riebeckit und Biotit, auch wohl blauschwarzer Hornblende haben. Zirkon, wenig Apatit und spurenhafte Eisenerze bilden die Nebengemengtheile. — Der Quarz ist derselbe wie in den Lipariten, die Feldspatheinsprenglinge gehören zum Sanidin, Mikroperthit und Albit und sind tafelförmig nach M. — Die Alkali-Eisen-Amphibole

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO_2	74,76	70,30	69,02	68,75	67,48	68,71	73,81	72,15	69,70	66,55	62,72
TiO_2	Sp.	—	—	—	—	0,21	0,97	0,45	0,38	0,66	1,06
Al_2O_3	11,60	6,32	10,09	5,91	9,70	13,45	13,72	13,50	14,78	16,35	15,69
Fe_2O_3	3,50	9,23	4,42	5,81	7,42	5,31	1,59	3,12	2,98	4,00	5,25
FeO	0,19	1,40	4,56	5,33	2,21	0,75	—	—	—	—	—
MgO	0,18	0,89	0,76	0,08	0,77	0,19	0,23	0,16	0,59	0,38	1,34
CaO	0,07	0,84	1,45	2,11	1,45	0,96	0,61	0,93	1,07	1,34	3,33
Na_2O	4,35	7,70	6,29	7,52	7,21	4,63	5,29	4,20	4,77	5,40	5,45
K_2O	4,92	2,50	3,70	4,28	2,94	5,51	4,09	4,54	4,45	4,97	4,19
H_2O	0,64	0,82	—	—	0,96	0,36	—	0,85	—	0,40	—
P_2O_5	Sp.	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—
Sa.	100,21	100,00	100,58	100,02	100,14	100,44	100,31	99,90	98,72	100,05	99,03
Sp. G.	—	2,69	2,46	2,47	2,68	—	—	—	—	—	—

1. Comendit. Comende. Insel San Pietro. SW. Sardinien.
2. Pantellerit. Khartibugal. Pantelleria. Holokrystallin.
3. „ Cuddia Mida. Pantelleria. Glasreich (mit 0,29 CuO).
4. „ Sidori bei Fossa del Gallo. Pantelleria. Glasreich (mit 0,23 CuO).
5. „ Monte S. Elmo. Südseite. Holokrystallin.
6. Quarzpantellerit. Viejo Mts. San Carlos. Presidios Co. Texas (mit 0,14 MnO, 0,05 SO_3, 0,13 hygroskop. Wasser).
7. Liparit, mikrogranitisch. Raudfossafjäll. Island.
8. „ granophyrisch. Mafahlid. Island.
9. „ hyalopilitisch. Hrafnatinnuhraun. Island.
10. „ trachytoide. Snäffelshalbinsel. Island.
11. „ hyalopilitisch. Namshraun. Island.

sind bald compact, bald schwammig ausgebildet und werden dann poikilitisch von Feldspath und Quarz durchwachsen. Von den farbigen Gemengtheilen ist bald der eine, bald der andere, bald mehrere nebeneinander da. Die Zusammensetzung des blauen Alkali-Eisen-Amphibols giebt Analyse 6, S. 269. Die Grundmasse aller bekannten Vorkommnisse besteht aus mikrogranitischen, stellenweise granophyrischen, auch wohl poikilitischen Quarz-Alkalifeldspath-Aggregaten oder sie enthält auch Glas. — Analyse 1, oben, giebt den chemischen Bestand des namengebenden Vorkommens von Comende auf der kleinen Insel San Pietro an der SW.-Küste von Sardinien. — Dieselben Gesteine treten in Westtexas (Fort Davis, Muerto Spring) und in der Umgebung des Naiwasha-Sees, sowie am Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika auf, allenthalben in Verbindung mit Alkaligesteinen von geringerem SiO_2-Gehalt. — Die Comendite entsprechen den Paisaniten unter den Ganggesteinen; man vergl. Analyse 12, S. 214, und Fig. 35, S. 216.

§ 215. Pantellerite (Förstner) sind liparitische Gesteine, welche in einer grünen, grünlichschwarzen bis schwarzen, bald bimssteinartigen, bald glasigen, bald trachytisch

rauhen Grundmasse Einsprenglinge von Anorthoklas, Diopsid oder Aegirinaugit und Ainigmatit (Cossyrit) enthalten, daneben ganz vereinzelt, sehr selten reichlicher Quarz oder Hornblende, als Nebengemengtheile etwas Zirkon und wenig Apatit, als Übergemengtheil gelegentlich Olivin. Kalknatronfeldspäthe fehlen, wie im Comendit, Eisenerze ebenfalls fast absolut.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO_2	65,04	67,53	66,67	66,74	66,63	49,10	43,55
Al_2O_3	20,40	17,99	19,74	19,98	19,76	5,50	4,96
Fe_2O_3	—	0,60	0,56	0,31	0,72	4,20	7,97
FeO	—	—	—	—	—	27,70	32,87
MnO	—	—	—	—	—	0,50	1,98
MgO	—	—	0,13	—	0,30	0,17	0,86
CaO	0,79	0,09	1,37	1,25	0,38	0,13	2,01
Na_2O	4,11	5,08	6,93	7,10	7,31	10,50	5,29
K_2O	9,74	8,36	4,34	4,48	4,86	1,60	0,33
H_2O	0,29	0,30*	—	—	—	—	CuO 0,39
Sa.	100,37	99,95	99,74	99,86	99,96	99,40	100,21
Sp. G.	—	2,589—2,541	—	—	—	—	3,74—3,75

* Glühverlust.

1. Schillernder Orthoklas aus Nevadit. Chalk Mtn. Leadville. Col., U. S. A.
2. Anorthoklas aus schwarzem Obsidian. Obsidian Cliff. Yellowstone National Park.
3. Anorthoklas aus Pantellerit von Khania. Pantelleria. (Sp. G. 2,583—2,601.)
4. „ „ „ „ Sidori. Pantelleria. Anal. 4. (Sp. G. 2,573 bis 2,582; im CaO Niederschlag spectralanalytisch BaO in grösserer Menge als gewöhnlich vorhanden nachgewiesen.)
5. Anorthoklas aus Pantellerit von Cuddia Mida. Anal. 3. (Sp. G. 2,547—2,582.)
6. Amphibolmineral aus Comendit. San Pietro. Sardinien.
7. Cossyrit = Ainigmatit aus Pantellerit. Pantelleria.

Die Zusammensetzung der Anorthoklase, welche recht wechselnden Habitus besitzen, bald tafelförmigen nach M, bald mehr isometrischen, geben die Analysen 3—5 oben; zum Vergleich diene die Analyse 1 des schillernden Orthoklas aus Nevadit von Leadville und 2 des Anorthoklas aus Obsidian von Obsidian Cliff. — Diopsid und Aegirinaugit sind oft so verwachsen, dass der zweite den ersten umhüllt oder sie treten einzeln auf, nebeneinander oder einer allein. — Der Ainigmatit (Analyse 7, vergl. Analyse 6, S. 125), der hier Cossyrit genannt wurde, ist im Gestein selbst oft stark gerundet, auf Poren in guten Krystallen entwickelt. — Die Grundmasse ist bald vollendet glasig, spangrün durchsichtig mit spärlichen Mikrolithen von Feldspathen, Pyroxen und Ainigmatit, bald ein glasgetränkter Mikrolithenfilz aus zurücktretendem Quarz, Feldspath und herrschendem Aegirin nebst arfvedsonitischem Amphibol, bald feldspath- und quarzreicher mit zurücktretendem Aegirin. — Diese Ausbildungsformen wechseln auch lagenartig. — In den bald runden, bald knopflochartig fluidalgestreckten Poren der Gesteine findet man Tridymit, Feldspath, Aegirin, Ainigmatit, Arfvedsonit.

Die chemische Zusammensetzung ist eine sehr eigenthümliche

(Analyse 2—6, S. 268). Charakteristisch ist der niedrige Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3, der sehr hohe Gehalt an Eisenoxyden und Alkalien, unter denen das Natron herrscht, Die Pantellerite erinnern an die Tinguáite unter den Ganggesteinen. Gegenüber den normalen Lipariten ist zu betonen das Fehlen der Plagioklase und des Biotits, der Gehalt an Alkali-Eisen-Amphibolen und -Pyroxenen nebst Ainigmatit, die Spärlichkeit des Quarz als Einsprengling, die massenhafte Bildung farbiger Gemengtheile während der Effusionsperiode und die äusserste Seltenheit mikrofelsitischer Structurformen, sowie die grüne Farbe.

Pantellerite kennt man bisher nur von der Insel Pantelleria zwischen Sicilien und der nordafrikanischen Küste und nach Analyse 6 von einem texanischen Fundorte.

§ 216. Quarzkeratophyre[1] sind Ergussgesteine, welche in einer meistens dichten, seltener feinkörnigen, weisslichen bis hellgrauen, hellgrünlichen bis grünlichgrauen, seltener schmutzigrothen bis bräunlichen lithoiden Grundmasse meistens spärliche und kleine Einsprenglinge von Alkalifeldspäthen und Quarz, sehr selten solche von farbigen Gemengtheilen enthalten.

Der Alkalifeldspath ist vorwiegend bis ausschliesslich Albit; neben demselben kommt Mikroperthit, auch wohl Anorthoklas, an einzelnen Localitäten auch Oligoklasalbit vor. Der Feldspath hat weisse, bisweilen auch auffallend tintenschwarze Farbe (Lastau). Verbreitet ist bei den Feldspäthen ein unregelmässiger Wechsel von wasserhellen und trüben Flecken, die ohne scharfe Grenze ineinander verlaufen. Die Form der Feldspäthe ist dicktafelig, nach M, mit T, l, P und y als Begrenzung. Sie verwittern zu hellem Glimmer, werden auch an manchen Localitäten durch Braunspath verdrängt. — Der Quarz gleicht ganz dem der Liparite und Quarzporphyre, fehlt aber oft als Einsprengling. — Biotit, der unter Ausscheidung von Anatas, seltener Rutil, zu Chlorit sich umwandelt, ist der verbreitetste farbige Gemengtheil. Daneben kann man hie und da aus der Form von Eisenerz-Pseudomorphosen auf ursprünglichen Alkali-Eisen-Amphibol oder -Pyroxen als Gemengtheil schliessen. — Zirkon, Ilmenit und wenig Apatit sind die Nebengemengtheile. — Die Grundmasse ist in manchen Gesteinen mikrogranitisch, meistens aber allotriomorph-körnig und offenbar erst aus einer ursprünglich glasigen Basis hervorgegangen. Granophyrische Quarz-Feldspath-Aggregate sind nicht gerade selten; sphärolithische Structurformen selten unverändert, aber weit verbreitet. Verkieselungsphänomene sind häufig.

Den chemischen Bestand zeigen die Analysen 1—13, S. 271.

---

[1] Der Keratophyrtypus wurde von C. W. von Gümbel im Fichtelgebirge aufgestellt und benannt, in seiner europäischen Verbreitung zuerst von K. A. Lossen nachgewiesen, und von O. Mügge an den von H. von Dechen zuerst beschriebenen „Lenneporphyren" in Westfalen genau studirt.

	1.	2.	3.	4.	5.	5a.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
SiO_2	75,46	71,91	80,42	70,97	75,98	67,90	76,44	79,36	77,29	77,66	78,77	72,39	78,64	68,04
TiO_2	—	Sp.	0,06	0,25	0,32	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	13,18	15,32	9,22	13,84	14,14	14,36	12,64	11,54	14,62	12,30	12,44	14,42	12,79	16,14
Fe_2O_3	0,91	0,07	1,22	3,21	0,14	4,36	0,29	0,63 (Fe₂O₃ + FeO)	Sp.	0,61	0,95	0,56	—	4,32
FeO	—	1,89	0,62	0,78	0,92	1,44	0,51		—	0,17	—	0,30	1,14	0,97
MnO	—	—	—	0,12	Sp.	0,32	—	1,35	—	—	—	0,01	Sp.	—
MgO	0,10	0,21	0,34	0,90	0,14	0,22	0,27	—	0,38	0,73	0,02	1,85	Sp.	1,02
CaO	0,95	0,59	0,86	1,26	0,34	1,34	3,41	0,50	Sp.	0,16	0,53	0,85	Sp.	0,32
Na_2O	6,88	3,95	4,50	6,27	4,22	6,89	4,09	6,20	7,60	6,96	6,79	5,93	6,10	7,62
K_2O	1,09	3,07	0,62	1,57	3,64	1,85	1,46	0,51	0,16	0,19	0,24	1,23	0,80	0,58
H_2O	0,93*	0,26*	0,66	0,74	0,58	1,52	0,19	0,95	0,57*	0,46	0,26	1,13	0,41	1,27*
P_2O_5	—	0,47	0,06	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	—
CO_2	—	—	0,98	0,79	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.	—
Sa.	99,50	99,87	99,67	100,09	100,53	100,44	99,50	101,04	100,62	99,24	100,00	98,67	100,24	100,28
Sp. G.	2,42	—	2,652	2,709	—	—	2,647	2,620	2,64	2,634	2,614	2,632	2,51	—

* Glühverlust.

1. Quarzkeratophyr (Natronliparit), sphärolithisch. Berkeley. Californien.
2. „ (sogen. Porphyroid). Lastau bei Rochlitz, Sachsen. Gepresst. (Mit 2,13 (Ca Fe) CO_3.)
3. „ sphärolithisch, wohl etwas verkieselt. Zwischen Wibbeke und Pasel an d. Lenne. Westf. (Mit 0,04 S, 0,07 organ. Subst.)
4. „ Mühlenthal, zwischen Elbingerode und Rübeland. Harz. (Mit Spur S und 0,01 organ. Substanz.)
5. „ Eisenbahneinschnitt am Alsenberg bei Hof, nördlicher Theil. Fichtelgebirge. (Mit 0,11 S.)
5a. „ Ebenda, südlichster Theil. (Mit Spur S.)
6. „ einsprenglingsarm. Eichhagen b. Olpe. Westf.
7. Quarzkeratophyr, ohne Quarzeinsprenglinge. Zeche Kupferberg bei Wipperfürth. Westfalen.
8. „ 1/4 engl. Meile W. Brittas Bridge, 7 1/2 engl. Meilen W. Rathdrum. Co. Wicklow. Irland.
9. „ Navigation Creek. Noyang District. Omeo. Victoria. Australien.
10. „ Mount Elisabeth Branch. Noyang District. Omeo. Victoria. Australien. (SiO_2 aus Verlust bestimmt.)
11. „ Noyang. Omeo. Australien. Nicht frisch.
12. „ Mentherungia Silver Field. Neu-Süd-Wales. Australien. (0,22 SO_3.)
13. „ Požoritta in der Bukowina, triadisch.

Bei durchaus liparitischem Charakter ist die Vorherrschaft des Na_2O unter den Alkalien und der gerade bei den wenigst veränderten Gesteinen niedrigste CaO-Gehalt das Charakteristische. Der Vergleich mit den Analysen der Liparite S. 255 nnd Quarzporphyre S. 256 zeigt die Unterschiede und die Übergänge.

Alle europäischen Quarzkeratophyre gehören dem geschieferten Gebirge an und sind demzufolge durch dynamische Processe und Verwitterung, oft auch durch Thermalphänomene stark beeinflusst.

Den Typus der Quarzkeratophyre stellen in Deutschland die mit höchst interessanten Tuffbildungen vergesellschafteten sog. Lenneporphyre im westfälischen Devon dar, welche einsprenglingsreicher zwischen Kirchhundem, Hofolpe, Benolpe, Silberg, Brachtshausen, Jagdschloss Röspe, Wingerhausen und Würdinghausen, einsprenglingsarm bei Eichhagen, Gallenberg, Rüblinghausen, Lüttringhausen und bei Ober-Albaum, ohne Quarzeinsprenglinge bei Wipperfürth (Analyse 7), Meinerzhagen, im Ebbe-Gebirge und bei Pasel an der Lenne (Analyse 3) auftreten. — Im Fichtelgebirge bilden sie Lager in den Phycodenschiefern und treten gleichfalls mit klastischen Ausbildungsformen auf; Alsenberg bei Hof (Analyse 5 und 5a), Kautendorf und Neutauberlitz sind bekannte Fundorte. — Im Devon erscheinen sie bei Lastau (Analyse 2) im Muldethale, im Harz zwischen Elbingerode und Rübeland (Analyse 4). Bekannt sind sie ferner aus Irland (Analyse 8) und Wales und auf der Insel Man. — Im District Noyang, Omeo, Gippsland, Victoria treten sie gangförmig in Quarzglimmerdiorit und seiner Schiefercontactzone auf (Analyse 9—11). Ein Beispiel aus Neu-Süd-Wales giebt Anal. 12, aus der Bukowina Anal. 13. — Dass der Quarzkeratophyrtypus auch neovulkanisch entwickelt wurde, zeigt Analyse 1 eines californischen Vorkommens.

Höchst auffallend ist es, dass der Quarzkeratophyr, so viel wir wissen, nirgends in Gesellschaft von Gesteinen der foyaitischen Magmen, sondern zusammen mit Dioriten und Diabasen auftritt.

§ 217. Alle Gesteine der Liparit- und Quarzporphyr-Familie werden gelegentlich, ja häufig von losen Auswurfsmassen begleitet, die man je nach ihren Dimensionen Aschen, Sande, Lapilli, Bomben nennt. Lapilli und Bomben sind kleinere und grössere Stücke des Gesteins selbst, welches sie begleiten, und sind stofflich von diesem nicht, structurell oft dadurch verschieden, dass sie eine glasige Basis in grösserer Menge enthalten, eine Folge ihrer rascheren Abkühlung. — Sande und Aschen sind mehr oder weniger bis unfühlbar feine Zerstiebungsproducte der Magmen, welche aus sehr mannigfach gestalteten, aber meistens scharfkantigen und z. Th. oder auch rundum concavflächig begrenzten Partikeln von Gesteinsglas und aus kleinen

Kryställchen und Krystallfragmenten derselben Mineralien bestehen, welche das zugehörige Gestein aufbauen. Je weiter weg diese feinen lockeren Auswurfsmassen vom Ausbruchspunkte zur Ablagerung gelangen, um so reiner sind die schwereren und grösseren von den leichteren und feineren Theilchen getrennt, so dass glasige Aschen und Krystall-Aschen gesondert auftreten; je näher am Ausbruchspunkt, desto mehr sind glasige und krystalline Partikel gemischt. Doch kommt auch hier durch wechselnde Ejection höher krystallin entwickelter und rein flüssiger zerstiebter Magmen, oder gröberer und feinerer Aschen und Sande oft ein lagenartiger Wechsel verschiedenen Materials zu Stande. — Werden diese losen Auswurfsmassen unter Wasser abgelagert, so mischen sie sich oft mit den normalen Sedimenten und enthalten dann auch häufig Fossilreste.



Fig. 48. Tuffporphyroid. Steimel bei Schameder, Westfalen. Hervorgegangen aus Aschentuffen. Vergr. 30:1.

Die Aschen und Sande der Liparite und ihrer Gläser bestehen wesentlich aus demselben Glase, welches die Gesteine enthalten, oft in bimssteinartiger Ausbildung und aus wechselnden Mengen von Quarzsplittern, Feldspathfragmenten, vereinzelten Biotitblättchen, Augitsäulchen u. s. w. und unterscheiden sich chemisch und mineralogisch nicht von dem compacten Gestein. Solche kennt man von den liparischen Inseln, aus den ungarischen Liparitgebieten, aus dem Central Basin der Vereinigten Staaten u. a. O.

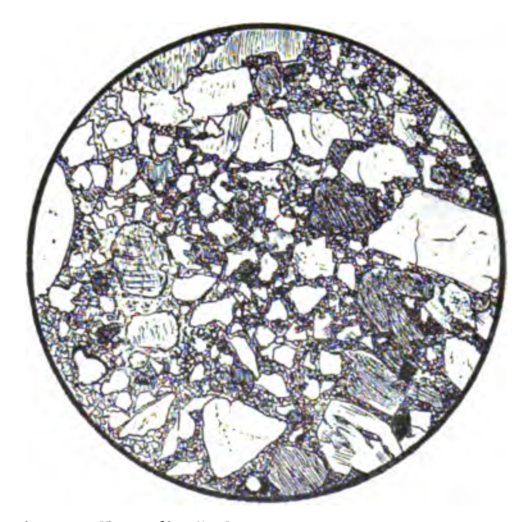


Fig. 49. Krystalltuff des Quarzkeratophyrs. Gegend von Benolpe, Westfalen. Vergr. 30:1.

Werden die Aschen und Sande durch ein Bindemittel, hier sehr oft Kieselsäure, verkittet, so entstehen die Liparittuffe, welche man nach ihrem vorherrschenden Bestande in Aschentuffe und Krystalltuffe unterscheidet. Werden Lapilli und grobe Sande verfestigt, so entstehen die agglomeratischen Tuffe. — Es ist leicht verständlich, dass wir bei den so alten Quarzporphyren nirgends lose Auswurfmassen, sondern nur verfestigte finden, die sogen. Quarzporphyrtuffe (Fig. 48 und 49). Sie haben dieselbe Zusammensetzung wie die Liparittuffe und zerfallen in die gleichen Classen. — Dasselbe gilt für die Quarzkeratophyre u. s. f. Bei der Verfestigung und vor derselben werden in den Tuffen infolge ihrer leichten Durchdringlichkeit für chemische Agentien oft grosse Veränderungen in der stofflichen Natur und in der Form der verfestigten Partikel verursacht. Dann ist die Tuffnatur oft nur schwer noch zu bestimmen. In andern Fällen bleibt selbst bei starker Verkieselung (silificirte Tuffe) der Aufbau aus Aschentheilchen noch erkennbar (Ölberg bei Schriesheim). — Die Verkieselung verleiht den Aschentuffen oft das Aussehen von reinen Kieselmineralien; sie sind dann je nach ihrer Farbe Plasma, Bandjaspis u. s. w. genannt worden. Die permischen Quarzporphyre Deutschlands werden an zahllosen Punkten von Tuffen, deren oft lebhafte Farben gern schichtenartig wechseln, begleitet, so im südlichen Odenwald (Gegend von Schriesheim), im Schwarzwald, in den Vogesen, im Erzgebirge, bei Rochlitz, im Thüringer Wald u. s. w. Unfrische Aschentuffe des Rothliegenden von weisser, gelber, rother oder brauner Farbe werden oft Thonstein genannt.

§ 218. Liparite und Quarzporphyre haben, wie im Allgemeinen alle Ergussgesteine, nur geringe metamorphosirende Einwirkungen ausgeübt. Dieselben sind z. Th. kaustischer Natur und bestehen in wenig ausgedehnten Schmelzphänomenen der gangförmig durchsetzten Tuffe und ähnlichem, z. Th. verwandt den Tiefengesteinswirkungen (Marmorisirung durchbrochener Kalke, Fleck- und Knotenschieferbildung), nur in ausserordentlich geringerem Maassstabe.

§ 219. Die Zersetzung der Liparite durch Schwefelwasserstoff und schweflige Säure in der Fumarolenperiode führt zur Bildung von Alaunfels, d. h. einem bald körnigen, derben, bald sehr zelligen und cavernösen Gemenge von Quarz oder Opal mit Alunit und Ludwigit nebst wechselnden aber geringen Mengen von Schwefel, Gyps, Pyrit, Kaolin, Diaspor u. s. w. Solche Liparitalaunfelse kennt man von Bereghszasz, Muszay u. s. w. in Ungarn, von Democrat Hill, Rosita Mts., Colorado, sowie vielen andern Gebieten. Nach Auslaugung der Sulfate bleibt ein zelliger Quarzfels zurück, dem in Colorado viel Diaspor beigemengt ist. Den chemischen Vorgang erläutern die Analysen:

	1.	2.	3.	4.
SiO_2	75,39	65,94	69,67	76,22
Al_2O_3	13,65	12,95	13,72	19,45
Fe_2O_3	0,38	0,33	—	Sp.
FeO	0,18	0,07	—	—
MnO	0,14	Sp.	—	—
MgO	0,15	0,05	Sp.	—
CaO	0,51	0,10	0,07	Sp.
Na_2O	1,84	1,19	0,34	Sp.
K_2O	6,81	2,32	2,44	Sp.
H_2O	1,13	4,47	4,73	3,82
P_2O_5	Sp.	—	—	0,13
SO_3	—	12,47	9,27	0,29
Sa.	100,18	99,89	100,24	100,02
Sp. G.	2,560	—	—	—

1. Liparit. Silver Cliff. Colorado (mit Spur TiO_2).
2. Quarz-Alaunfels. Democrat Hill. Rosita Hills. Colorado (mit Spur BaO).
3. „ „ Mount Robinson. Rosita Hills. Colorado.
4. „ -Diasporfels. „ „ „ „ „ (mit 0,11 TiO_2).

Trachyte und andere Ergussgesteine erleiden ähnliche Zersetzungen.

§ 220. Wo die Quarzporphyre und Quarzkeratophyre im stark gefalteten und geschieferten Gebirge liegen, zeigen sie in hervorragendem Grade die Erscheinungen der Dynamometamorphose. Charakteristisch ist, dass die Einsprenglinge nicht so leicht einer mechanischen Zertrümmerung anheimfallen, wie die Gemengtheile der Tiefengesteine, offenbar weil sich ihnen gegenüber die Grundmasse ähnlich wie ein Fluidum verhält. Die Quarze zeigen zunächst eine bis zur Zweiaxigkeit gesteigerte optische Spannung und undulöse Auslöschung, dann werden sie ohne Lösung der Continuität zu kaulquappen-ähnlichen Formen (sog. Schwänzchenquarze), endlich zu feinsten Streifchen ausgezogen, die sich um die Feldspäthe schmiegen. Die Orthoklase werden zu Gitter-Mikroklin und Mikroklinmikroperthit, widerstehen aber einer mechanischen Deformation länger als die Quarze und zeigen oft in der Streckungsrichtung vor und hinter sich im Durchschnitt gestreckte dreieckige, im Körper kegelförmige Räume, welche mit Quarz und Feldspathneubildungen erfüllt sind. Die Biotite werden in Chlorit umgewandelt. — Die sphärolithischen Gebilde werden zu flachen Täfelchen in der Schieferungsebene deformirt und in allotriomorphkörnige Quarz-Feldspath- (besonders Quarz-Albit-) Aggregate umgewandelt. Ebenso wird der Mikrofelsit zunächst in Quarz-Feldspath-Aggregate verändert. Der Feldspath der Grundmasse geht bei weiterer Entwicklung des Vorganges mehr und mehr in Quarz und fein-

schuppigen Sericit über, der in flachen und gewundenen Flasern und Lagen dem ganzen Gestein einen schiefrigen Habitus aufprägt. Das sind Formen, welche man Flaserporphyr, Porphyrschiefer oder Porphyroide genannt hat. — In noch höheren Stadien wird aller Feldspath in Quarz und Sericit zerlegt, die Structur wird mehr und mehr dünnblättrig schiefrig und auch die Orthoklaseinsprenglinge verschwinden oder es treten Albitkrystalle in dem schiefrigen Gefüge auf. Solange Einsprenglinge vorhanden sind, spricht man von Sericitporphyroiden, wenn diese verschwunden sind, von Sericitschiefern. Bei dunkler grünlichgrauer Farbe können diese ganz wie Phyllite aussehen.

Solche Vorgänge lassen sich sehr deutlich in den Quarzporphyrgängen der Gegend von Thal bei Eisenach (die Streckung ist senkrecht zur Gangwand gerichtet), bei den Porphyren der kleinen Windgälle in den Urner Alpen, bei den Quarzkeratophyren des Lennegebietes in Westfalen, bei den cambrischen Quarzporphyren und Quarzkeratophyren von Wales, den Quarzporphyren der South Mountains, Pa., u. a. O. verfolgen. Betrifft dieser Vorgang Kugelporphyre, so werden die Kugeln plattgedrückt, und das Gestein ähnelt gepressten Conglomeraten. Die grossen Kugeln sind ebenso umgewandelt, wie die kleinen Sphärolithe (Wales). — Porphyroide, deren Zusammenhang mit Quarzporphyren sich weniger deutlich oder gar nicht mehr in geologischer Continuität darthun lässt, liefert der Harz (Gegend von Treseburg), der Thüringer Wald (Katzhütte, Langenbach), das Fichtelgebirge, die Ardennen, das Rainy Lake-Gebiet in Canada und viele andere Schiefergebirge.

In ganz analoger Weise finden sich Quarzporphyr- und Quarzkeratophyr-Tuffe durch Dynamometamorphose in Schiefergesteine von gleichem Mineralbestande wie die Porphyroide umgewandelt. Sie mögen Klastoporphyroide oder Tuffporphyroide heissen, so im Lennegebiet. Ihre Unterscheidung von den aus compacten Porphyren hervorgegangenen Porphyroiden ist oft sehr schwierig. In manchen Fällen bleiben die Formen der Aschentheilchen erhalten und leiten dann sicher auf die richtige Deutung.

Die Familie der Trachyte und quarzfreien Porphyre

im weitesten Sinne umfasst die neovulkanischen (Trachyte) und palaeovulkanischen (quarzfreie Porphyre) Ergussformen der syenitischen Magmen. Wie die Syenite zerfallen auch die Trachyte und quarzfreien Porphyre[1]

[1] Der Name Trachyt wurde von HAÜY geschaffen und auf das im

in zwei Hauptreihen mit einer Anzahl Unterabtheilungen. Die eine Reihe enthält die effusiven Aequivalente der normalen Kalk-Alkalisyenite, die andere diejenige der Alkalisyenite; der ersten gehören die Trachyte im engeren Sinne und die Orthophyre an, der zweiten die phonolithoiden Trachyte, die sogen. Lahnporphyre, Rhombenporphyre und Keratophyre. — Trachyte und quarzfreie Porphyre stehen untereinander in demselben Verhältniss, wie Liparite und Quarzporphyre.

§ 221. Trachyte sind neovulkanische Ergussgesteine, welche in einer hell- bis dunkelgrauen, gelblichen, auch röthlichen bis rothen dichten Grundmasse von meistens rauhem Anfühlen Einsprenglinge von Alkalifeldspäthen und Kalknatronfeldspäthen, daneben spärlich solche von Biotit, brauner Hornblende oder Pyroxenen bald allein, bald vergesellschaftet enthalten. — Die Orthophyre unterscheiden sich von den Trachyten nur durch ihr höheres Alter und den dadurch bedingten, weniger frischen Erhaltungszustand, also durch häufigere rothe bis braune Farbe und geringere Porosität der Grundmasse, derbes Aussehen der Feldspäthe, hochgradige Verwitterung der farbigen Gemengtheile. Frische Orthophyre sind von Trachyten nicht zu unterscheiden. — Als Nebengemengtheile erscheinen Apatit, Eisenerze und Zirkon. — Ein häufiger Übergemengtheil ist der Titanit.

Die Einsprenglinge von Alkalifeldspäthen sind herrschend Sanidin, seltener Mikroklin und Anorthoklas. Der Sanidin ist bald tafelförmig nach M und dann fast stets in Karlsbader Zwillingen, bald nach der Kante P/M gestreckt und mit annähernd gleich grossen Flächen P und M. Neben der Spaltung nach diesen Flächen ist eine Absonderung nach der Querfläche verbreitet. Verwachsungen mit Kalknatronfeldspäthen sind nicht selten, mikroperthitische Durchdringung mit Albit kommt nicht allzu spärlich und besonders in den Alkalitrachyten, Keratophyren und Rhombenporphyren vor. Der Sanidin ist der jüngste Einsprengling, wenn man von gelegentlichem Quarz in den seltenen Zwischenformen nach dem Liparit hin absieht. In

---

frischen Zustande feinporose Gefüge und dadurch bedingte rauhe Anfühlen begründet. — Synonyme für quarzfreie Porphyre sind quarzfreier Orthoklasporphyr (JUSTUS ROTH) und Porphyrit (NAUMANN). NAUMANN unterschied zwischen Porphyr und Porphyrit nach dem vorhandenen oder fehlenden Quarzgehalt unter den Einsprenglingen, GUSTAV ROSE nach der Vorherrschaft des Alkali- oder Kalknatronfeldspaths. Die ROSE'sche Bezeichnungsweise hat sich eingebürgert. — In früherer Zeit hatte die Bezeichnung Trachyt eine viel weitere Bedeutung und umfasste z. Th. die Liparite und die Andesite.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO_2 . . .	64,20	63,41	64,81	55,04	48,72	65,74	47,09	45,58
TiO_2 . . .	—	—	—	—	—	—	2,38	—
Al_2O_3 . . .	19,18	20,32	20,65	28,09	28,02	20,26	4,17	4,10
Fe_2O_3 . . .	0,10	3,27	0,95		3,04		5,21	9,35
FeO . . .	0,06	—	—	—	—	—	25,13	23,72
MnO . . .	—	—	—	—	—	—	Sp.	2,96
MgO . . .	0,09	0,30	0,09	—	1,88	—	14,24	2,46
CaO . . .	0,71	2,76	2,01	10,65	12,44	0,25	2,20	4,89
Na_2O . . .	3,07	7,42	7,13	5,61	3,86	6,63	—	6,07
K_2O . . .	13,04	2,53	3,84	1,26	1,04	6,14	—	0,88
H_2O . . .	0,34*	—	—	0,50*	1,00	—	—	—
Sa. . . .	100,79	100,01	99,48	101,15	100,00	99,02	101,06	99,96
Sp. G. . . .	2,564	2,602-2,61	2,575-2,593	2,682	2,095	2,57	3,497	3,43

* Glühverlust.

1. Sanidin aus Trachyt. Monte Amiata. (cf. Anal. 10b, S. 280.)
2. Anorthoklas aus Augittrachyt. Monte Ghibele. Pantelleria.
3. „ „ „ Porto Scauri. Pantelleria.
4. Labrador aus Trachyt. Monte Amiata. (cf. Anal. 10b, S. 280. Mit Spur Li_2O.)
5. Bytownit aus Trachyt. Monte Amiata. (cf. Anal. 10d, S. 281. Mit Spur Li_2O.)
6. Mikroperthit aus Sanidinit. S. Miguel.
7. Hypersthen aus Trachyt. Monte Amiata. (Mit 0,64 in HKO unlöslicher Erden; mit etwas Magnetit verunreinigt.)
8. Hornblende (Katophorit) aus Sanidinit. S. Miguel.

den quarzfreien Porphyren hat der Sanidin den glasigen Habitus meistens, aber keineswegs immer eingebüsst und besitzt den Orthoklashabitus bei oft rother Farbe.

Analyse 1 giebt die Zusammensetzung, doch ist der Sanidin oft reicher an Na_2O. — Man vergleiche die Analyse 6 von Mikroperthit in Sanidinit und von Anorthoklas (Analyse 2 und 3). — Der Kalknatronfeldspath gehört vorwiegend zum Oligoklas und Andesin; er hat weniger oft den glasigen Habitus, sondern ist schon in den Trachyten oft derbe und weisslich trübe. Die Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz charakterisirt ihn; daneben ist Zwillingsbildung nach Karlsbader Gesetz nicht selten. — In gewissen pyroxenreicheren Gliedern der Trachytfamilie erscheint Labrador und Bytownit (Analyse 4 und 5) als Einsprengling in scharf idiomorphen Krystallen; dann pflegt der Sanidin stark corrodirt zu sein bis zur Form von rundlichen Körnern. Die Feldspatheinsprenglinge erreichen Dimensionen bis zu 2 cm und mehr, bleiben aber meistens sehr weit unterhalb dieser Grenzen. — Der Biotit bildet hexagonale Tafeln von schwarzbrauner Farbe und ist der verbreitetste und älteste farbige Gemengtheil; er erfährt oft magmatische Resorption und wird dabei in Gemenge von Augitkryställchen und Magnetit umgewandelt, die als sechsseitige, rundliche oder elliptische dunkle Flecke schon dem blossen Auge wahrnehmbar sind. In unfrischen Trachyten und in den quarzfreien Porphyren ist der Biotit sehr oft in Chlorit umgewandelt.

— Die weit seltenere sammetschwarze, stark glänzende Hornblende scheint braun durch und bildet schlanke, oft nach der Querfläche verzwillingte Prismen. Sie erfährt dieselbe Resorption, wie der Biotit. In quarzfreien Porphyren ist sie oft grünlich geworden und hat stark an Glanz verloren; auch sie wandelt sich in Chlorit um. — Der Pyroxen, der bald neben Biotit oder Hornblende, bald allein auftritt, ist grüner Diopsid in kurzprismatischen Krystallen mit oktogonalem Querschnitt, in welchem die Pinakoide herrschen; in den quarzfreien Porphyren tritt an seiner Stelle meistens Chlorit auf. Er erleidet nirgends die Resorption des Biotits und der Hornblende. Statt des grünen oder neben demselben kommt hie und da ein gelber bis kastanienbrauner Augit, in den Trachyten mit basischen Plagioklasen fast stets Hypersthen (Analyse 7) oder Bronzit in gelblichbraunen, gedrungenen Prismen vor. Der grüne Augit ist der einzige farbige Gemengtheil. der öfter in einer zweiten Generation als Grundmassegemengtheil erscheint,

Die Grundmasse ist meistens ein holokrystallines Aggregat, welches wesentlich aus schmalen Sanidintäfelchen und -Prismen besteht, die ausserordentlich gern fluidal geordnet sind, seltener ein Gewebe aus isometrischen Individuen desselben Feldspaths darstellt. Eine amorphe glasige Basis ist öfter in wechselnder Menge vorhanden, ihre Zunahme führt hinüber zu den Hyalotrachyten. Bei den Orthophyren ist sie nicht bekannt; sie wird eben leicht in krystalline Aggregate umgewandelt. Charakteristisch ist das Fehlen mikrofelsitischer Bildungen; nur in Grenzformen nach den Lipariten und Quarzporphyren findet man Spuren derselben, dann auch wohl etwas Quarz.

Die chemische Natur der Trachyte ergeben die Analysen 1—12, die der Orthophyre 13—18. Die für Ergussgesteine charakteristischen Unterschiede gegegenüber den Syeniten, welche sich in der geringen Menge farbiger Gemengtheile mineralogisch ausdrücken, ergiebt der Vergleich mit den Analysen auf S. 108. Den Anschluss an die Liparite und Quarzporphyre liefert Analyse 1; der hohe Gehalt an SiO_2, höher als bei Sanidin, erklärt sich durch die Anwesenheit einer farblosen Glasbasis. — Analyse 11 und 12 geben die Brücke zu Trachydoleriten, 10a—10d zu gewissen Daciten. Man beachte das schwankende Verhältniss der Alkalien gerade in den reinsten Trachyten, die constante Vorherrschaft des K_2O in dem Typus der Analysen 10a—10c, 11 und 12. — Sehr lehrreich für die chemischen Verhältnisse der Grundmàsse und des Gesammtgesteins, und beweisend für die Angaben des § 34 sind der Vergleich von 10c und 10e, 10d und 10f. Ebenso wolle man die specifischen Gewichte unter diesen Analysenpaaren beachten. — Dass die trachytischen Gesteine ihre Gläser haben, so gut wie die Liparite, beweisen Analyse 7 und 8; solche der Orthophyre kennt man nicht.

Die Structur der Trachyte und Orthophyre ist stets porphyrisch mit allerdings oft sehr zurücktretenden Einsprenglingen, vorwiegend holokrystallin-porphyrisch, nicht selten hypokrystallin-porphyrisch,

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10a.	10b.
SiO_2 .	68,78	63,53	64,29	61,55	60,33	65,01	64,69	65,66	60,77	64,76	65,32
TiO_2 .	—	—	—	—	Sp.	—	0,31	—	—	0,42	0,40
Al_2O_3 .	16,12	17,81	17,02	17,81	18,74	18,27	18,34	15,78	19,83	16,48	15,31
Fe_2O_3 .	3,54	3,92	3,55	3,01	2,84	0,84	—	3,25	4,14	0,74	1,22
FeO .	0,34	—	—	2,60	1,29	0,83	3,44	0,16	2,43	2,74	2,18
MnO .	0,26	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—	—	Sp.	Sp.
MgO .	1,15	1,10	0,93	0,47	0,38	0,80	0,50	0,85	0,34	1,74	1,51
CaO .	1,94	2,31	3,45	1,69	1,15	1,50	1,72	2,07	1,63	3,24	2,99
Na_2O .	4,00	4,76	4,82	4,08	7,15	6,79	4,61	3,77	4,90	2,67	2,75
K_2O .	3,64	5,21	4,52	7,51	7,30	4,34	6,46	5,82	6,27	5,49	5,70
H_2O .	0,58	1,16	1,25	0,86*	0,56	1,74*	0,24	3,45*	0,24*	1,62	1,97
P_2O_5 .	—	—	—	0,01	—	—	0,18	—	Sp.	Sp.	—
Sa. . .	100,35	99,80	99,83	99,59	100,17	100,12	100,57	100,84	100,55	100,32	100,03
Sp. G.	—	2,64	2,491	2,46	—	—	2,57.	2,459	2,44	2,562	2,552

* Glühverlust.

1. Domit. NO.-Fuss des Puy de Dome. Auvergne.
2. Trachyt. Plateau de l'Angle. Auvergne.
3. „ mit Bimsstein-Grundmasse. Ravin des Egravats. Auvergne.
4. „ Punta della Cima. Ischia. (Augittrachyt.)
5. „ Monte Nuovo. Phlegräische Felder. Neapel (mit 0,43 Cl).
6. „ Kelberg. Eifel.
7. „ Algersdorf. Böhmisches Mittelgebirge. (Mit 0,08 BaO.)
8. Trachytperlit. Molivo. Mytilene.
9. Trachytobsidian. Monte Rotaro. Ischia.

10a. Trachyt. Hauptgestein des Monte Amiata. Toscana. Grobkörnig, nevaditisch. (Glimmer-Hypersthen-Trachyt mit 0,33 nicht in HKO löslicher Erden, 0,08 SO_3, 0,01 Cl, Spur Li_2O.)

10b. „ Aus dem Centrum der Masse, oberhalb Casa Tasso bei Abbadia San Salvatore. (Mit 0,57 in HKO unlöslicher Erden, 0,03 SO_3, 0,05 Cl, Spur Li_2O.)

10c. „ schwarz, vitrophyrisch. Pian Castagnaio. (Mit 0,61 in HKO unlöslicher Erden, 0,20 SO_3, 0,09 Cl, Spur Li_2O.)

seltener schon vitrophyrisch, nie felsophyrisch. Je nach der ausgesprochenen Leistenform oder mehr isometrischen Ausbildung der Grundmassefeldspäthe unterscheidet man bei holokrystallinem Gefüge die t r a c h y t i s c h e und die o r t h o p h y r i s c h e Structur. — Fluidalphänomene sind sehr verbreitet und äussern sich besonders in der Anordnung der Feldspathmikrolithe der Grundmasse bei holokrystallin-porphyrischen, in striemiger Vertheilung der Pigmente und Erzpartikelchen bei hypokrystallinen und vitrophyrischen, durch Parallelordnung der Einsprenglinge bei allen Formen. — Sphärische Structurformen fehlen nahezu ganz; es kommen jedoch gelegentlich Feldspath-Sphärolithe vor. — Die Absonderung ist vorwiegend plattig, bei glasreicher Grundmasse perlitisch.

10c.	10d.	10e.	10f.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
65,53	65,58	70,21	73,57	57,73	56,76	62,06	61,35	64,72	57,55	67,40	64,46
0,46	0,58	0,21	—	—	—	—	—	—	1,58	—	Sp.
16,89	15,79	14,02	13,80	17,85	16,79	13,70	16,88	16,15	13,67	15,62	14,96
1,00	0,94	1,48	fehlt	4,44	2,07	8,90	0,41	2,61	12,86 }	3,15	0,95
2,38	2,44	0,48	1,54	3,90	6,95	—	5,27	1,20	1,17 }		3,73
Sp.	Sp.	Sp.	—	—	—	Sp.	—	Sp.	—	—	Sp.
1,17	1,47	0,56	0,26	1,77	1,63	1,40	0,44	2,32	0,52	0,56	1,36
3,24	3,08	1,74	0,99	3,65	6,01	1,05	2,39	3,95	1,20	1,87	3,30
2,71	2,58	2,16	3,09	3,77	2,43	5,19	5,26	3,54	2,09	2,51	4,39
4,59	5,67	6,20	5,74	7,65	4,67	6,00	6,12	2,36	7,77	7,10	5,44
1,98	1,16	2,98*	1,08*	0,09*	2,44*	1,41	1,70*	2,15	1,45	0,50	1,07
Sp.	Sp.	0,25	Sp.	Sp.	0,47	—	—	—	0,15	—	fehlt
100,85	100,21	100,65	100,07	100,85	100,22	99,71	99,82	100,90	100,63	98,71	99,66
2,540	2,527	2,400	2,346	2,61	2,470	—	2,6	—	2,74-2,76	—	—

10d. Trachyt, mit Glaskugeln. Mühle unterhalb Vivo. Ebenda. (Mit 0,73 in HKO unlöslicher Erden, 0,19 SO_3, Spur Cl und Li_2O.)
10e. Schwarze Glasbasis aus 9c. (Mit 0,36 in HKO unlöslicher Erden.)
10f. Glaskugeln aus 9d.
11. Trachyt des Arso-Stroms. Ischia.
12. „ olivinführend. Sassura. Bolsener See. Italien.
13. Orthophyr. Château Noir. Grandes Rousses. Alpen.
14. „ Kae Heughs. East Lothian. Schottland. Strom im Untercarbon.
15. „ (Glimmerorthophyr). Westabhang des Unterhäuserberges bei Oberhausen. Pfalz. (Mit 1,90 CO_2, Spur von BaO, SrO, Li_2O.)
16. „ Röthelgehäu bei Cabarz. Thüringen. Lager in Unter-Rothliegendem. (Mit 0,62 CO_2.)
17. „ archäisch. Varonejärvi. Teisko. Südwestl. Finland.
18. Sogen. Pyroxenquarzporphyr. Hengstberg bei Grimma. Sachsen.

§ 222. Die Trachyte im engeren Sinne umfassen die Sanidin-Oligoklas-Trachyte oder Drachenfels-Trachyte der älteren Literatur. Es sind die am meisten hellfarbigen Glieder der Familie, bald mit Biotit, bald mit Hornblende als herrschenden farbigen Einsprenglingen, während der Augit vorwiegend als Grundmassegemengtheil auftritt. Hierher gehören die bekannten Gesteine vom Drachenfels und von der Perlenhardt im Siebengebirge (mit Tridymit und Quarz in den Poren und in den Schrumpfungsräumen zwischen den Sanidin-Einsprenglingen und der Grundmasse), der Trachyt von Kelberg in der Eifel (Analyse 6), solche aus dem Westerwalde, aus der Gegend von Urberach, Dietzenbach und Heusenstamm in Hessen-Darmstadt und aus dem böhmischen Mittelgebirge (Analyse 7), aus den

Euganäen (Monselice), aus Ungarn (Gegend von Schemnitz), aus der Auvergne (Analyse 1—3), dem Mont Dore u. s. w. Dieser Typus tritt mit Vorliebe in Gesellschaft von Glimmer- und Hornblende-Andesiten auf und verläuft in diese. — Hierher gehört auch das die Kuppen der Puy-Kette bildende Trachytgestein mit lockerer zerreiblicher, aber stark schimmernder weisser Grundmasse, welches L. v. BUCH nach dem Puy de Dome Domit nannte (Analyse 1, S. 280).

Nahe verwandt, aber durch den fast vollständigen Ersatz des Biotits durch Augit unter den Einsprenglingen unterschieden und daher als Augittrachyt bezeichnet, sind die Trachyte der Ponza-Inseln (Ponza-Typus), der phlegräischen Felder (Monte Olebano bei Pozzuoli, Monte Nuovo, Anal. 5, u. a.) und manche der Insel Ischia (Analyse 4). Durch Aegirinmäntel um die Augite, durch gelegentlichen Gehalt an Sodalith in den Drusen bildet dieser Typus die Brücke nach den phonolitoiden Trachyten. Daher auch treten die hierher gehörigen Gesteine nicht mit Andesiten und Basalten, sondern mit Ergussgesteinen der foyaitischen Magmen auf, so bei Viterbo, im Velay (Mézenc) und auf den Azoren und Canarien. — Der sogen. Piperno von Pianura unfern Camaldoli bei Neapel ist ein Ponza-Trachyt mit flammig und fleckig wechselnder Färbung der Grundmasse in hellgrau und schwarzgrau.

Die Gruppe der Biotit-Hypersthen-Trachyte, welche die gewaltige Masse des Monte Amiata in Toscana aufbaut, und bei Viterbo, Bracciano, Cervetri und Tolfa in Mittel-Italien auftritt (Analyse 10a—10d), ist durch stärkeres Hervortreten der farbigen Gemengtheile, basischeren Charakter der Plagioklas-Einsprenglinge, grössere Neigung zu vitrophyrischen Structurformen und dunklere Farben ausgezeichnet (Toscanit WASHINGTON). In einem gewissen Typus des Monte Amiata ist die Glasbasis (Analyse 10f) zu runden perlitischen Kugeln geballt. — Der in den italienischen Gesteinen neben Hypersthen vorkommende Augit vertritt diesen vollständig in verwandten Felsarten des Mont Dore.

Durch graue bis dunkelgraue Farbe, hohen Reichthum an Augit, neben dem die andern farbigen Gemengtheile verschwinden, und Eisenerzen und durch accessorischen Olivin zeichnet sich das Gestein des letzten in Europa geflossenen Trachytstromes (1302), des Arso-Stromes (Analyse 10) auf Ischia aus. Verwandte Gesteine liefert die Umgebung von Viterbo (Analyse 11) und Bolsena, die Rocca Monfina, die Canarien und Azoren. Dieser Typus führt hinüber zu den Trachydoleriten.

Interessant ist die gelegentliche Abspaltung lamprophyrischer Gebilde in den Glimmer-Hypersthen-Trachyten (Toscaniten), wie sie

auch in geologischer Selbständigkeit in dem Glimmertrachyt (Anal. 1, unten) von Monte Catini bei Volterra vorliegen, der einen volcanic neck in jungtertiären Mergeln bildet, die er contactmetamorphosirt hat. Chemisch nächst verwandt damit ist ein in Mittel-Italien verbreiteter Trachyttyus, den H. S. WASHINGTON Ciminit (Anal. 2 und 3, unten) genannt hat und welcher sich mineralogisch aus Sanidin, Labradorit, Diopsid und Olivin nebst Magnetit aufbaut. Dieser Typus stellt ein Glied der Kali-Kalk-Magmen dar, die in den mittelitalienischen neovulkanischen Effusivmassen bald reiner, bald mehr verhüllt immer wiederkehren, wie Anal. 10—12, S. 280 und 281 zeigen. Dahin gehört auch der zur Zeit noch nicht schärfer abgrenzbare Vulsinittypus WASHINGTON (Anal. 4, unten).

	1.	2.	3.	4.
SiO_2 . . .	56,39	57,31	55,46	58,21
TiO_2 . . .	2,07	0,40	0,16	Sp.
Al_2O_3 . . .	12,88	14,71	15,36	19,90
Fe_2O_3 . . .	2,36	1,21	1,34	4,07
FeO . . .	3,54	4,37	4,50	0,87
MnO . . .	Sp	Sp.	Sp.	Sp.
MgO . . .	7,83	7,80	7,90	0,98
CaO . . .	4,06	6,90	6,69	3,58
Na_2O . . .	1,30	1,35	1,79	2,57
K_2O . . .	7,84	6,38	6,63	9,17
H_2O . . .	1,33	0,18	0,23	0,74
P_2O_5 . . .	Sp.	Sp.	Sp.	—
Sa. . . .	99,60	100,61	100,21	100,09

1. Glimmertrachyt. Monte Catini bei Volterra. Toscana.
2. Ciminit. La Colonetta. Monte Cimino. Viterbo.
3. „ Fontana Fiescoli. Monte Cimino. Viterbo (mit 0,15 hygroskop. Wasser).
4. Vulsinit. Bolsena.

§ 223. Die Orthophyre, welche man nach dem herrschenden farbigen Gemengtheil in Glimmer-, Hornblende- und Augitorthophyre gliedern kann, entsprechen wesentlich den Drachenfelstrachyten. Sie bilden Lager und Ströme im Rothliegenden Thüringens (Crock, Grosser Tafelsberg, Gegend von Tabarz, Übelberg u. a.; Analyse 16 entspricht chemisch dem Arso-Typus) und des Saar-Nahe-Gebiets (Analyse 15), im Carbon von Bouziges, Dép. Gard, Autun im Morvan, Littry (La-Manche), der Grandes-Rousses (Analyse 13) an der Grenze von Dauphiné und Savoyen, sowie im Unter-Carbon von East-Lothian (Analyse 14), hier in geologischer Verknüpfung mit Phonolithen, und so

auch chemisch dem Ponza-Typus der Trachyte entsprechend. — Ein allerdings etwas dynamisch verändertes Beispiel von Orthophyren aus dem Grundgebirge des südwestlichen Finland liefert Anal. 17, S. 281.

§ 224. Pyroxen-Quarzporphyr nennt man eine eigenthümliche Ergussgesteinsform, welche im Osten von Leipzig bei Taucha, Grimma, Lüptitz, Naunhof, Ammelshain u. s. w. eine nicht unbeträchtliche Verbreitung besitzt. In einer gröber- oder feinerkörnigen, stets mikrogranitischen und bisweilen schön poikilitischen Quarzfeldspathgrundmasse (Fig. 50) von grünlichgrauer bis schwarzer Farbe liegen spärliche Einsprenglinge von Quarz, zahlreiche von meist unfrischem Orthoklas, stark glasglänzendem und frischem Plagioklas, der zum Labrador gehört, von bräunlichgelbem Bronzit, grünlichschwarzem Augit und braunem Biotit. Apatit, Eisenerze und Zirkon sind die nicht seltenen Nebengemengtheile. Granat ist ein gelegentlicher Übergemengtheil.



Fig. 50. Pyroxenquarzporphyr. Steinberg bei Taucha, Sachsen. Grundmasse mikropoikilitisch. Einsprenglinge Quarz, Labradorit, Orthoklas und Bronzit. Vergr. 30:1. Nic. +.

Die chemische Zusammensetzung (Anal. 18, S. 281) stellt diese Gesteine ebenso wie ihr Mineralbestand als vollständig äquivalent mit den Biotit-Hypersthen-Trachyten in holokrystalliner Ausbildung dar. Die dem Rothliegenden angehörigen Decken sind stellenweise reich an Einschlüssen der durchbrochenen palaeozoischen Grauwacken. Sie werden durchsetzt von Gängen von sogen. Pyroxen-Granitporphyren, die nach einer Analyse eines Vorkommens von Beucha bei Leipzig die gleichen chemischen Charaktere haben mit 66,3 SiO_2, 15,4 Al_2O_3, 7,0 Fe_2O_3, 1,5 MgO, 2,3 CaO, 3,5 Na_2O, 4,1 K_2O, 0,8 H_2O = 101,2 nebst Spuren von P_2O_5. Diese dunklen „Pyroxen-Quarzporphyre“ gehen nach SAUER auf Blatt Naunhof der sächsischen Karte in pyroxenfreie, rothe Quarzporphyre ganz allmählig über.

§ 225. Als phonolithoide Trachyte kann man eine Reihe von Gesteinen zusammenfassen, welche sich durch das mehr oder weniger vollständige Fehlen der Kalknatronfeldspäthe neben den reinen Alkalifeldspäthen und durch das Eintreten von Alkali-Eisen-Pyroxenen

und -Amphibolen, sowie durch mehr oder weniger reichlichen Sodalithgehalt als effusive Aequivalente der Alkalisyenite kund thun. Aegirin, Aegirinaugit, Arfvedsonit, Katophorit (Analyse 8, S. 278) sind die charakteristischen farbigen Gemengtheile.

Hierher gehören aus dem niederrheinischen Vulkangebiet der graulichweisse, blaugefleckte Riebeckittrachyt von der Hohenburg bei Berkum unfern Remagen (Analyse 1, S. 286, die blauen Flecken des hellen Gesteins rühren von lappigem Riebeckit her, der poikilitisch von Feldspath durchwachsen ist), und der grüne, dünnplattige Aegirintrachyt vom Kühlsbrunnen im Siebengebirge (Analyse 2, ebenda), in dessen, wenn unfrisch, schmutzig bräunlichgrüner bis grünlichgelber, schimmernder Grundmasse die rundlichen Poren von ausgewittertem Sodalith herrühren. — In weiter Verbreitung finden sich diese Gesteine auf der Insel S. Miguel und Terceira, wo neben Aegirin, Aegirinaugit und Arfvedsonit herrschend ein Katophorit erscheint, so dass man sie Katophorittrachyte nennen müsste. Allenthalben ist bezeichnend gegenüber den eigentlichen Trachyten der grössere Gehalt an farbigen mikrolithischen Gemengtheilen der Grundmasse. Accessorisch erscheint auch die ganze Mannichfaltigkeit der Übergemengtheile foyaitischer Magmen. — Durch Sodalith- oder Hauyngehalt zeichnen sich die phonolithoiden Trachyte der Insel Ischia (Scarrupata, Anal. 3, Marecocco, Anal. 4, Punta del Imperatore u. s. w.) und der Umgebung von Neapel (Gänge im tuffo giallo) aus, sowie manche Vorkommnisse des Mont Dore (Roche Sanadoire), des Velay und der Limagne im französischen Centralplateau. Der Feldspath aller dieser Gesteine ist Sanidin und Anorthoklas, auch Albit kommt vor. Die Structur ist echt trachytisch. Sie spielen hinüber in die Phonolithe[1]. — Der chemische Charakter wird gegeben durch die Analyse 1—4; das Bezeichnende liegt gegenüber den normalen Trachyten im geringen Gehalt an MgO und CaO bei hohem Gehalt an Eisen und Alkalien; man beachte auch die hohen Eigengewichte der an Arfvedsonit und Aegirin reichen, das niedrige des sodalithführenden Gesteins und vergleiche die Analyse der Alkalisyenite S. 114 und Bostonite S. 218. In diese Gruppe gehören auch die sogen. älteren Augitandesite von Pantelleria (Analyse 5—6), deren Feldspath Anorthoklas ist und die viel Gemeinsames mit den Pantelleriten haben.

§ 226. Diesen phonolithoiden Trachyten entspricht sehr genau der im Devon des rheinischen Schiefergebirges, besonders im Lahnthal verbreitete Lahnporphyr (C. Koch) nach Zusammensetzung

[1] Der durch seinen blauen Hauyn bekannte, sogen. Laacher-See-Trachyt, der an den Ufern des Laacher Sees nur in losen Auswürflingen gefunden wird, und dessen Genesis noch räthselhaft ist, gehört nicht hierher.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO_2	66,06	64,21	62,95	61,88	61,47	61,43	69,04	63,02	61,12	68,54	61,67	58,80	54,51	64,38	58,54	54,89
TiO_2	—	—	—	0,69	—	—	—	0,77	—	1,36	0,34	0,40	2,45	—	—	—
Al_2O_3	16,46	16,98	17,26	18,21	18,09	17,51	18,14	18,81	16,96	9,49	17,47	17,03	16,69	16,98	17,28	16,48
Fe_2O_3 . . .	2,25	6,69	—	2,19	5,14	5,11	0,53	0,99	6,23	8,60	1,37	2,44	2,49	4,04	—	—
FeO	1,10	—	4,46	1,38	3,06	2,30	—	0,37	—	3,23	3,92	5,81	5,31	—	8,61	10,05
MnO	0,55	—	—	Sp.	—	—	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	—	—	—	—	—
MgO	0,19	0,18	0,63	0,61	1,32	0,54	0,27	0,37	0,85	0,42	2,13	1,83	0,67	0,28	1,81	0,74
CaO	0,79	0,49	0,84	1,15	3,00	2,45	0,44	0,59	1,13	0,54	0,18	1,16	2,01	1,08	3,04	4,01
Na_2O	6,81	5,13	7,72	6,89	5,85	6,22	7,12	5,27	4,37	3,14	8,52	5,22	1,36	7,57	7,18	3,04
K_2O	5,52	4,41	6,06	6,72	2,83	3,95	5,10	7,31	4,63	5,11	3,38	4,27	11,70	4,30	3,24	6,30
H_2O	0,62*	1,00*	0,85*	0,37	—	—	0,35*	2,55	1,36	0,30	0,45	2,68	2,17	1,54*	3,25*	0,60*
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	Sp.	—	Sp.	0,06	0,11	0,49	—	—	—
Cl	—	—	0,65	0,30	—	—	—	—	—	0,03	—	—	— CO_2	—	1,65	—
Sa.	100,35	99,09	101,42	100,39	100,76	99,51	100,99	100,24	99,43	100,76	99,54	100,61	100,04	100,27	100,60	100,11
Sp. G. . . .	2,66	2,701	2,445	—	2,72	—	—	2,539	—	2,789(?)	2,611	2,677	2,681	—	—	—

* Glühverlust.

1. Riebeckittrachyt. Hohenburg bei Berkum. Rheinpreussen.
2. Aegirintrachyt. Kühlsbrunnen. Siebengebirge.
3. Sodalithtrachyt. Scarrupata. Insel Ischia.
4. „ Marecocco. Ischia.
5. Augittrachyt. Montagna. Insel Pantelleria. (sog. älterer Augitandesit.)
6. „ Porto Scauri. Insel Pantelleria. (sog. jüngerer Augitandesit.)
7. Alkali-Orthophyr. Umgebung von Frenchman's Hill. Omeo. Victoria. Gangförmig in Granit.
8. Lahnporphyr. Oberneisen. Lahnthal. (Mit 0,19 SO_3.)
9. „ Papiermühle bei Weilburg. Lahnthal. (Mit 2,78 CO_2, Spur SO_3.)
10. „ Altendiez. Nassau.
11. Keratophyr. Garkenholz bei Hüttenrode am Harz. (Mit 0,05 CO_2.)
12. „ Gipfel des Ziegenkopfs bei Blankenburg am Harz. (Mit 0,11 SO_3, 0,75 CO_2.)
13. Kalikeratophyr (Mandelstein). Untere Tiefesitte bei Rübeland am Harz. (Mit 0,17 SO_3, 0,02 organ. Substanz; nach Abzug des Carbonats der Kalkmandeln umgerechnet.)
14. „Soda-Felsite". Hamilton Hill. 1¾ Miles NW von Peebles. Schottland.
15. Rhombenporphyr. Nahe bei Hof Steen am Kolsaas. Norwegen. Decke.
16. „ Hof Riis am Vettakolln. Südnorwegen. Gang.

(Analyse 8—10, S. 286) und Structur (Fig. 51). In röthlichgrauer bis fleischrother, bei Verwitterung oft braunschwarz werdender Grundmasse liegen spärliche Einsprenglinge von glasigem Albit und Mikroklin und sehr spärliche Biotittäfelchen. Die Form der Eisenerzhäufchen in der Grundmasse deutet auf ursprünglich vorhandenen Aegirin oder Arfvedsonit. Die Gesteine sind nirgends frisch, wie auch das H_2O und CO_2 der Analysen zeigt. Man beachte den pantelleritischen Charakter von Analyse 10.

§ 227. Die Keratophyre verhalten sich zum Quarzkeratophyr wie Orthophyr zu Quarzporphyr. Sie enthalten in einer dichten bis feinkörnigen, durch Chlorit grüngefärbten, bei vorgeschrittener Verwitterung sich bräunenden Grundmasse Einsprenglinge von mehr oder weniger isometrischem Alkalifeldspath und meistens zu Chlorit und Calcit umgewandeltem Diopsid.

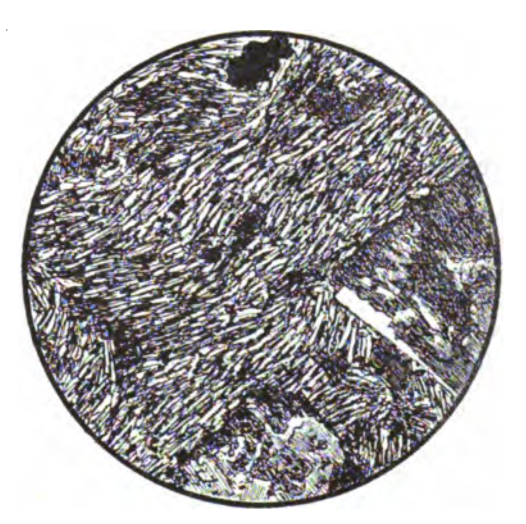


Fig. 51. Lahnporphyr. Papiermühle bei Weilburg, Nassau. Vergr. 30 : 1. Nic. +.

Die Feldspatheinsprenglinge gehören z. gr. Th. zum Anorthoklas, doch kommen wohl auch andere Alkalifeldspäthe von sehr versteckt mikroperthitischem Gefüge vor; sie werden wesentlich von P, M, y nahezu im Gleichgewicht begrenzt. Biotit neben Diopsid erscheint seltener, ein blauer Amphibol nur local. Die Grundmasse ist bald holokrystallin und besteht wesentlich aus isometrischen oder langleistenförmigen Alkalifeldspathmikrolithen, wie die der Trachyte (Fig. 51), mit wenig Quarz oder ohne diesen, bald ist sie hypokrystallin durch spärlich beigemengte Basis. Dadurch wird eine Mandelsteinstructur mancher Vorkommnisse möglich. — Titanhaltiges Eisenerz, Apatit und Zirkon sind auch hier Nebengemengtheile.

Den chemischen Bestand geben die Analysen 11—13, S. 286, in einem allerdings durch Verwitterung getrübten Bilde. In den meisten Vorkommnissen herrscht Na_2O stark über K_2O; die Kalikeratophyre (Analyse 13) sind selten. Den ursprünglich grösseren Gehalt an farbigen Gemengtheilen beweist das Sinken der Kieselsäure und die Höhe des specifischen Gewichts. — Im frischen Zustande würden die Keratophyre wahrscheinlich eine Zusammensetzung haben,

wie sie Analyse 5 und 6 der obengenannten, mit Pantellerit vergesellschafteten, sogen. älteren Augitandesite von Pantelleria zeigen.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Keratophyre liegt im Harz, zumal in der Umgebung von Blankenburg; im Fichtelgebirge sinkt ihr SiO_2-Gehalt kaum je so niedrig. Sie treten in der Gesellschaft von Diabasen auf. — Hierher gehören auch die als Soda-Felsites von TEALL beschriebenen Ergussgesteine aus dem schottischen Silur der Gegend von Broughton und Peebles (Anal. 14, S. 286).

§ 228. Rhombenporphyre (L. v. BUCH) heissen Decken- und Ganggesteine des Eruptivgebiets von Christiania, welche in einer feinkörnigen bis dichten, perlgrauen oder grünlichgrauen bis schwärzlichgrauen, bei Verwitterung sich röthenden oder bräunenden Grundmasse Einsprenglinge von Alkalifeldspäthen mit spitz rhombischem oder stumpf gleichschenklig-dreieckigem Durchschnitte haben. Farbige Gemengtheile treten selten erkennbar hervor.

Die Feldspatheinsprenglinge erreichen bis zu 2 cm Grösse und werden wesentlich von T, l, y begrenzt, so dass ihre Gestalt an das nächst stumpfere Rhomboëder des Calcits erinnert. Die Kanten und Flächen sind gewöhnlich stark gerundet bis zur flachen Linsenform der Krystalle. Karlsbader Zwillinge sind häufig und durchweg als Berührungszwillinge nach der Querfläche ausgebildet. Der Feldspath gehört zum Anorthoklas mit wechselndem, meistens nicht unbeträchtlichem CaO-Gehalt. Die starke Verunreinigung mit den älteren mikroskopischen Einsprenglingen von Augit, Olivin, Apatit und titanhaltigem Eisenerz macht eine genaue chemische Bestimmung unmöglich. — Der Augit, bräunlich bis rosaroth, selten grün, hat Körnerform und zeigt bisweilen Mäntel von Aegirinaugit; — Biotit begleitet ihn; — Olivin ist Übergemengtheil. — Reichlicher Apatit, titanhaltiger Magnetit, etwas Zirkon sind die Nebengemengtheile. — Die Grundmasse ist holokrystallin und besteht wesentlich aus Alkalifeldspath, der bald kurz-, bald langprismatisch nach der Kante P/M entwickelt ist, niemals die Rhombenform besitzt. Primärer Quarz und Kalknatronfeldspäthe fehlen. — Die Structur ist vollkommen trachytisch, sobald das Korn feiner wird am Salband der Gänge.

Den chemischen Bestand geben die Analysen 15 und 16, S. 286; derselbe erweist ebenso, wie der Mineralbestand, dass die Rhombenporphyre die Ergussform der Laurvikite darstellen, als deren randliche Facies sie auch vorkommen.

Die Rhombenporphyre bilden ausgedehnte Decken und weithin verfolgbare Gänge im Eruptivgebiet von Christiania; die Decken liegen über den Augitporphyritdecken und haben oft herrliche Fluidalstructur, die sich in der Parallelordnung der Feldspath-Einsprenglinge kundgiebt. Skoumsaas, Strömstad, Kolsaas, Bärum, Ringeriket sind bekannte Vorkommnisse. — Die Gänge von nordsüdlicher Streichrichtung

durchqueren das Silur auf den Inseln des Christianiafjord und des Festlandes um Christiania. Berühmt sind die Aufschlüsse am Tyveholmen, Lille Frogner, Vettakolln u. s. w.

§ 229. Sanidinite nennt man vorzüglich miarolitische, hypidiomorph-körnige Massen von syenitischer Zusammensetzung mit oft zahlreichen interessanten Übergemengtheilen, welche einschlussartig in trachytischen und phonolithischen Ergüssen oder als lose Auswürflinge in deren Tuffen und Sanden vorkommen. Die Hauptgemengtheile sind Sanidin oder Mikroperthit (Analyse 6, S. 278), Anorthoklas, wenig Oligoklas, etwas Biotit, Amphibol- (Analyse 8, S. 278) und Pyroxen-Mineralien mit accessorischem Sodalith, Hauyn oder Nosean, gelegentlichem Skapolith, Hypersthen (Amblystegit), Orthit, Pyrrhit, Zirkon (Azorit), Laavenit, Spinelliden; in Drusen auch Quarz u. s. w. An den bisher bekannten Punkten gehören sie zu den Alkaligesteinen, womit auch die katophoritische Hornblende, Sodalith u. s. w. stimmen. Allbekannt sind die Sanidinite des Laacher Sees, mit denen die sogen. Laacher See-Trachyte vielleicht zusammenhängen, und von der Lagoa do Fogo (Ausbruch von 1563 auf der Azoren-Insel San Miguel; ebenso kommen sie auf der Insel Milo und in Ischia vor.

§ 230. Zu den Trachyttuffen gehören die Bimssteinsande des Westerwaldes, der Trass des Brohlthals; sie treten ferner im Siebengebirge, in Ungarn, in der Auvergne und anderen Gebieten auf. Grosse Verbreitung haben sie in der Umgebung von Neapel, auf Ischia, Procida, den Ponza-Inseln und in ganz Campanien, wo sie z. Th. durch das Auftreten von Fluorit und andern Fl-haltigen Mineralien interessant sind. Man unterscheidet hier tuffo giallo (gelben Tuff) und tuffo bigio (grauen Tuff). — Aus gewissen dieser Tuffe (Puzzolane) werden hydraulische Mörtel bereitet. — Auch die Ortophyre und Keratophyre haben ihre Tuffe.

Die Familie der phonolithischen Gesteine[1].

§ 231. Die phonolithischen Gesteine in ihrer Gesammtheit stellen die palaeovulkanischen und neovulkanischen Effusivformen der Elaeolith- und Leucitsyenite dar, ohne dass man hier dem geologischen Alter einen Einfluss auf die Benennung zugestände. Sie schliessen sich auf das Engste an die phonolithischen Trachyte

[1] Der Name Phonolith oder Klingstein wurde 1801 von Klaproth eingeführt, rührt aber nach C. Fr. Naumann von Werner her, der später die Bezeichnung Porphyrschiefer gebrauchte; er deutet den hellen Klang an, welchen die dünnen Platten dieses Gesteins unter dem Hammer geben. Die Ausdehnung des Begriffs Phonolith ist eine bei verschiedenen Autoren verschiedene. — Hornschiefer ist ein älteres Synonym.

an, mit denen sie auch örtlich gern verknüpft sind. Das Unterscheidende gegenüber diesen liegt in dem Eintritt von Nephelin oder Leucit als wesentlichen Gemengtheilen. Man unterscheidet mehrere Arten, je nachdem eines oder das andere, oder diese beiden Mineralien nebeneinander erscheinen.

Phonolithe im engeren Sinne sind porphyrische Ergussgesteine, welche durch die Combination von Sanidin (oder Anorthoklas) und Nephelin unter den Einsprenglingen charakterisirt sind. In der dichten grünlichen, seltener bräunlichen und mehr oder weniger fettig glänzenden oder grauen bis weisslichen und gelblichen, dann mehr feinkörnigen als dichten, lockeren und glanzlosen Grundmasse ist Sanidin (Anorthoklas) stets schon mit blossem Auge erkennbar, Nephelin nur in spärlichen Vorkommnissen. — Der wesentliche farbige Gemengtheil ist ein Pyroxen; er ist indess selten mit Auge und Loupe wahrnehmbar; sammetschwarze stark glänzende Amphibolprismen sind öfter kenntlich. Sehr verbreitete Übergemengtheile sind die Hauyn-Mineralien und Titanit, beide sehr oft mit blossem Auge erkennbar. — Die Nebengemengtheile Apatit und Zirkon spielen eine sehr unbedeutende Rolle, Eisenerze fehlen oft ganz. Das Mikroskop lässt oft kleine Mengen der verbreitetsten Übergemengtheile der Elaeolithsyenite in winzigen Mikrolithen wahrnehmen.

Der Sanidin ist als Einsprengling tafelförmig nach M, oder auch prismatisch nach der Kante P/M gestreckt; zu der Spaltung nach P und M gesellt sich oft ein muschliger Bruch mehr oder weniger parallel zur Querfläche; er ist oft sehr reich an Na_2O (Analyse 1, S. 291). Als jüngster Einsprengling umschliesst er gelegentlich die farbigen Gemengtheile, Nephelin und Hauyn. — Der Anorthoklas hat Form und Spaltbarkeit des Sanidin und ist meistens nur mikroskopisch als solcher erkennbar; er trägt gelegentlich Mäntel von Sanidin; sein Na_2O-Gehalt ist oft sehr beträchtlich, so dass Analyse 2 dem einen Endgliede der Mischungsreihe Natronfeldspath—Kalifeldspath recht nahe steht. — Kalknatronfeldspäthe kommen in den typischen Phonolithen gar nicht, sondern nur sehr spärlich in den Grenzgliedern gegen normaltrachytische und reichlicher in den gegen trachydoleritische und tephritische Gesteinsformen vor, wie sie die Analyse 3 und 4, S. 292 darstellen. Der Plagioklas gehört dann zu Andesit und Labrador. — Hauyn oder Nosean, selten Sodalith, farblos, blau, gelblich, auch grau oder grünlich, zeigen die Form des Rhombendodekaëders, oft mit starker chemischer Deformation; sie sind ältere Ausscheidungen, als der Nephelin, der verhältnissmässig selten makroskopisch hervortritt (Hegau, Brüxer Schlossberg in Böhmen u. a.). Er ist idiomorph in kurzen hexagonalen Säulen, oft mit concentrisch geordneten Einschlüssen von Diopsid, Glas und Flüssigkeiten. Gelegentlicher Fettglanz deutet auf Unfrische. — Von Pyroxenen erscheinen hellgrüner bis farbloser Diopsid selten und dann mit Mänteln von Aegirinaugit oder Aegirin, sehr häufig saftgrüner Aegirinaugit (Analyse 3) in kurzen, durch herrschende Querfläche platten

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	66,44	68,0	42,15	46,47	45,80
TiO_2	—	—	Sp.	0,73	0,52
Al_2O_3	19,12	20,1	5,17	4,28	2,80
Fe_2O_3	0,56	—	16,86	5,95	11,11
FeO	—	—	8,54	12,17	7,41
MnO	—	—	Sp.	—	0,27
MgO	—	—	3,56	7,24	6,63
CaO	Sp.	0,6	10,39	19,23	20,06
Na_2O	7,91	10,1	10,69	2,61	2,88
K_2O	5,10	1,2	2,64	0,74	1,00
Sa.	99,70	100,0	100,00	99,42	98,48
Sp. G.	2,58-2,59	2,592	3,359	3,456	3,489

1. Natronorthoklas aus Phonolith. Devil's Tower. Bear Lodge. Black Hills of Dakota. U. S. A. (mit 0,57 Glühverlust).
2. Anorthoklas aus Phonolith. Liberté. Haute-Loire.
3. Aegirinaugit aus Phonolith. Hohentwiel.
4. „ „ Leucitophyr. Burgberg bei Rieden.
5. „ „ „ „ „ „

Säulen, und langprismatischer Aegirin. Gelegentlich begegnet man allen drei Arten nebeneinander selbständig, häufiger in gegenseitiger Umwachsung in der gegebenen Reihenfolge. — Der wesentlich accessorische und seltene braune Amphibol gehört anscheinend zum Barkevikit; er schmilzt leicht unter starker Gelbfärbung der Flamme. — Brauner Biotit ist selten. — Olivin nur sehr vereinzelt und an wenigen Localitäten, Melanit häufiger. — Die Grundmasse der Phonolithe ist fast durchweg ein holokrystallines Gemenge von Sanidin, gelegentlich auch Mikroperthit, und Nephelin in sehr wechselnden Mengen; es giebt Phonolithe, in denen der Sanidingehalt bis zu 70% des Gesammtgesteins beträgt (trachytoide Phonolithe) und solche, in denen er bis auf 20% und weniger sinkt (nephelinitoide Phonolithe). Eine Glasbasis ist nur selten und in kleinen Mengen vorhanden. In den nephelinitoiden Phonolithen enthält die Grundmasse beträchtliche Mengen von Aegirin in einzelnen Mikrolithen, sie bedingen die grüne Farbe der Gesteine, oder in moosartigen, poikilitisch mit Nephelin und Feldspath durchwachsenen Aggregaten, besonders um Nephelineinsprenglinge; sie geben den Gesteinen ein grünfleckiges Aussehen (Ocellarstructur.)

Den chemischen Bestand geben die Analysen 1—9, S. 292; es ist wesentlich derselbe, wie derjenige der Tinguáite (S. 222—223), doch beachte man das Verhältniss von CaO zu den Eisenoxyden, welches auf die Vorherrschaft des Aegirins in den Tinguáiten, des Aegirinaugits in den Phonolithen hinweist. Die nephelinreichen Phonolithe sind ärmer an SiO_2 (der hohe Gehalt in 9 ist durch den Na_2O-reichen Anorthoklas bedingt) und makroskopisch durch die dunklere (grünliche) Farbe, den deutlich fettigen Glanz, das dichtere Gefüge bei flachmuschligem Bruch, chemisch durch die reichliche Gallertbildung bei Behandlung des Pulvers mit Säuren und durch die Vorherrschaft des Na_2O über K_2O zu erkennen. Früher benützte man gerade bei den Phonolithen mit Erfolg

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19
SiO_2 . . .	56,8	55,93	56,49	55,10	58,16	55,01	53,65	53,80	58,51	60,18	58,48	54,02	50,66	49,18	48,95	48,25	48,46	60,52	57,89
TiO_2 . . .	0,5	0,42	0,74	0,48	—	Sp.	0,18	—	Sp.	Sp.	—	—	2,15	—	—	—	Sp.	—	—
Al_2O_3 . . .	19,7	21,83	18,77	19,25	21,57	21,67	22,15	23,59	19,66	18,70	19,56	19,83	21,18	20,65	18,43	16,63	21,81	19,05	19,12
Fe_2O_3 . . .	2,2	3,62	3,00	2,77	2,77	1,95	4,17	3,57	3,43	—	—	—	—	—	—	—	2,17	4,22	2,45
FeO . . .	3,7	0,34	1,46	1,66	—	1,86	0,50	1,88	—	3,44	4,99	4,09	5,42	5,97	8,19	6,53	3,75	—	—
MnO . . .	—	—	0,32	0,32	0,24	0,22	Sp.	Sp.	Sp.	—	—	—	0,25	—	—	—	—	0,33	—
MgO . . .	0,4	0,61	0,63	0,83	1,36	0,13	0,47	0,87	0,31	0,32	0,53	0,31	2,65	0,29	1,43	1,23	0,68	0,19	1,10
CaO . . .	2,2	2,54	3,29	5,14	2,01	2,12	1,80	2,26	1,53	2,80	2,60	2,09	7,72	2,43	6,42	7,82	4,58	0,59	1,21
Na_2O . . .	4,3	7,84	7,10	7,41	5,97	9,78	9,62	9,05	10,04	9,67	3,14	9,88	5,06	9,72	6,51	9,42	8,41	10,63	6,65
K_2O . . .	7,1	6,01	5,18	4,68	6,57	3,54	4,86	4,77	4,71	4,18	10,47	5,98	3,77	6,88	6,90	6,52	5,86	3,50	9,23
H_2O . . .	2,5*	0,72	1,83	2,19	2,03	2,17*	2,17	1,50	1,00	0,33	0,24	2,75	—	1,60	1,79	1,94	2,08*	0,04	2,40
P_2O_5 . . .	—	0,22	0,27	0,41	—	0,08	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	0,51	—	—	—	0,08	0,37	—	—	0,14	—	0,36	—	0,28	0,37	0,26	0,13	0,30	—
SO_3 . . .	—	0,08	—	—	0,16	0,41	—	—	0,27	0,19	—	0,69	1,14	1,60	1,24	1,68	2,97	—	—
Sa.	99,4	100,70	100,08	100,46	100,74	99,41	99,98	101,29	99,46	99,95	100,01	100,00	100,00	98,60	100,23	101,38	100,90	99,37	100,05
Sp. G. . . .	2,588	—	2,517	2,544	—	2,513	2,538	—	2,597	2,522	2,572	2,533	—	2,553	2,639	2,605	—	—	2,031

* Glühverlust.

1 Phonolith, trachytoide. Gang in Untercarbon. Traprain Law. East Lothian. Schottland.
2. „ „ Forodada. Columbretes. (Mit 0,03 CO_2; Cl und SO_3 stammen aus dem Meereswasser).
3. „ „ Ziegenberg bei Nestersitz. Böhmisches Mittelgebirge. (Mit 1,00 CO_2.) Stockförmig.
4. „ „ Mädstein (Jungfernstein), südl. Neschwitz a. d. Elbe. Böhmen. (Mit 0,22 CO_2.)
5. „ nephelinitoide. Schlossberg. Teplitz. Böhmisches Mittelgebirge.
6. „ „ Hohentwiel. Hegau. (Mit 0,27 ZrO_2, 0,12 Cu, Spur Zn, Ni, Li_2O, Fl.)
7. „ „ Msid Gharian. Tripolis.
8. „ „ Praia. St. Thiago. Cap Verde-Inseln.
9. Phonolith, nephelinitoide. Mont Miaune. Velay.
10. Leucitphonolith mit blauem Hauyn. SW.-Abhang des Monte Cimino bei Viterbo.
11. Leucitphonolith. S. Antonio. NO.-Wallrand des Ringgebirges. Rocca Monfina.
12. Leucitophyr. Olbrück. Oberes Brohlthal. Rheinpreussen.
13. „ Horberig bei Oberbergen. Kaiserstuhl. Wasserfrei berechnet (melanitführend).
14. „ Schorenberg bei Rieden. Rheinpreussen.
15. „ Perlerkopf bei Olbrück. Reich an Nosean (Nosean-Melanitgestein).
16. „ Selberg bei Rieden. Rheinpreussen. (Mit 1,10 CO_2.)
17. „ S. Antão. Cap Verde-Inseln.
18. Phonolithobsidian. Kegel von Alta Vista. Tenerife.
19. Leucitophyrbimsstein. Krufter Ofen. Laacher See. Rheinpreussen.

die Partialanalyse. — Der CaO-Gehalt der Analysen ist nicht etwa einem Plagioklas, sondern dem Pyroxen- und Hauyn-Gehalt zuzuweisen. — Wo die Eisenoxyde getrennt wurden, pflegt das Sesquioxyd zu herrschen; das deutet auf das Aegirinmolekül. Die Hauyn-Mineralien sind verbreiteter, als man nach der Angabe über Cl und SO_3 erwarten sollte. — Der meistens beträchtliche Wassergehalt und das niedrige specifische Gewicht sind die Folge der hier, wie bei Tinguáiten, allgemeinen Zeolithisirung der Gesteine, welche bei den Hauyn-Mineralien und Nephelin beginnend nach und nach alle feldspathigen Gemengtheile ergreift. Erst auf die Zeolithisirung der Phonolithe folgt die eigentliche Verwitterung unter Ausscheidung von Carbonaten und Bildung von Thonmineralien. Die Verwitterung des Aegirin zu Eisenoxyd bräunt die Gesteine. — Die nephelinitoiden Phonolithe haben dieselbe dünne helle Verwitterungskruste, wie die Tinguáite.



Fig. 52. Trachytoider Phonolith Rhön. Vergr. 30:1. Nic. +.

Die Structur der Phonolithe ist vorwiegend holokrystallin-porphyrisch mit sehr abweichendem Typus bei den trachytoiden und nephelinitoiden Vorkommnissen. Die ersteren ähneln ganz den Trachyten (Fig. 52), da der Nephelin sich oft sehr im Gewirr der Feldspathleisten versteckt; bei den andern tritt der Feldspath sehr zurück in der Grundmasse, welche bei der äquidimensionalen Ausbildung des Nephelins einen eigenen Charakter erhält (Fig. 53), nicht unähnlich einem pflanzlichen Zellgewebe. Fluidale Phänomene sind sehr verbreitet. — Mandelsteinstructur ist nicht selten; in den Mandelräumen und Drusen siedeln sich die Zeolithe an, welche neben den basaltischen Gesteinen gerade dem Phonolith den Zugang in die Mineraliensammlungen erobert haben. Scheinbare Mandelstructur entsteht öfter durch Auswittern der Hauyn-Mineralien und des Nephelins. — Dass die Phonolithe ihre Gläser haben, beweist die Analyse 18, S. 292; diese glasigen Ausbildungsformen treten als Krusten auf Phonolith-Lavaströmen auf. — Verwebung mehr hyaliner und krystalliner Schlieren ergiebt entaxitische Structuren.

Die Phonolithe bilden Ströme und Decken, Gänge und Kuppen mit vorwiegend dünnplattiger, auch prismatischer Absonderung. Die Kuppen, welche gern von Tuffmänteln in ihren tieferen Theilen umhüllt werden, geben manchen Phonolithgebieten einen eigenen landschaftlichen Zauber (Hegau, Böhmisches Mittelgebirge). In manchen Gebieten sind sie mit phonolithischen Trachyten, in andern mit Trachydoleriten, Tephriten, Nephelin- und Leucitgesteinen, oder auch mit diesen beiden Gruppen von Gesteinen vergesellschaftet. Die ältesten Phonolithe kennen wir aus der Carbonzeit (S. Paulo, Brasilien, Carlton Hills bei Edinburg, Analyse 1); ihre Hauptentwicklung haben sie im Tertiär und ihre Bildung hat fortgedauert bis in die Jetztzeit. Hauptverbreitungsgebiete sind in Deutschland der Hegau (Hohentwiel, Analyse 6, Hohenkrähen, Mägdeberg, Staufen u. a.), der Kaiserstuhl (Oberschaffhausen, Endhalde bei Bötzingen, Rothweil), die Rhön (Milseburg, Pferdekuppe, Poppenhausen u. a.), Thüringen (Heldburg bei Coburg), Westerwald (Mahlberg), Eifel (Quiddelbach), die Lausitz, das böhmische Mittelgebirge (Analyse 3, 4 und 5), Mont Dore, Cantal und Velay (Analyse 9) im centralen Frankreich, die Columbrete-Inseln an der spanischen Ostküste (Analyse 2), Sardinien, Tripolis (Analyse 7), die Canarischen Inseln, die Inseln des Grünen Vorgebirges (Analyse 8) u. s. w.

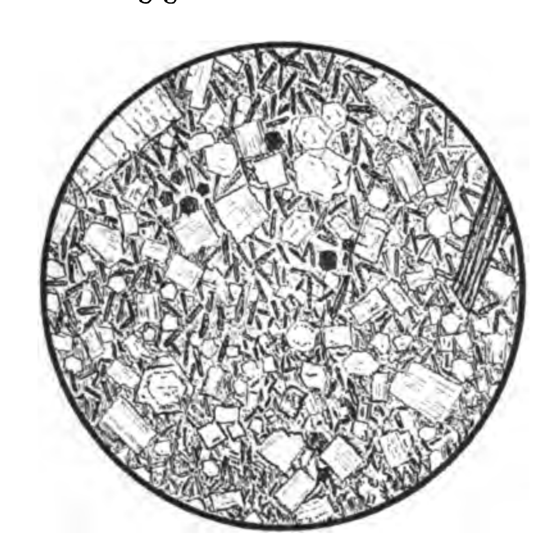


Fig. 53. Nephelinitoider Phonolith. Spitzberg bei Oberwiesenthal, Erzgebirge. Vergr. 30 : 1.

Apachite (OSANN) sind nephelinitoide Phonolithe mit Ocellarstructur, in denen neben Aegirin viel barkevikitischer und arfvedsonitischer Amphibol nebst Ainigmatit in der Grundmasse erscheint und dessen Feldspath durchweg mikroperthitisch gebaut ist. Sie bilden eine Decke in den Apache Mountains in Westtexas.

§ 232. Die Leucitophyre kann man definiren als Phonolithe, deren Sanidin zum grossen Theil durch Leucit ersetzt wird, und die sich fast immer durch grossen Reichthum an Hauyn-Mineralien und gelegentlich beträchtlichen Melanitgehalt auszeichnen (Fig. 54); daher ältere Bezeichnungen wie Noseanphonolithe,

Nosean-Melanitgestein. Es sind porphyrische Ergussgesteine von grünlicher, grauer oder gelblichbrauner Farbe mit mittelkörniger bis feinkörniger, kaum je ganz dichter Grundmasse, aus welcher sich neben Sanidin und Nosean (Hauyn) gern vereinzelt Biotitblättchen, oft auch Leucite oder ihre Pseudomorphosen (Analcim) und nach der Querfläche tafelförmige Aegirin-Augite (Analyse 4 und 5, S. 291) abheben. Der Nephelin ist nur selten mit blossem Auge wahrnehmbar und steckt vorwiegend in der Grundmasse. Dagegen ist der Leucit oft selbst in der Grundmasse erkennbar, wo er wie feine Nadelstiche hell in der dunkleren Gesteinsmasse aussieht. — Titanit ist ein verbreiteter Übergemengtheil.

Die chemische Zusammensetzung ergeben die Analysen 12—17, S. 292; man beachte gegenüber den Phonolithen das starke Sinken der Kieselsäure, den hohen Gehalt an CaO; das sind Züge, welche ebenso wie der Mineralbestand an die Leucitsyenite und Borolanite (S. 134) erinnern, deren effusive Aequivalente die Leucitophyre sind. SO_3 und Cl zeigen den hohen Gehalt an Nosean oder Hauyn. Die Leucitophyre führen hinüber zu den Leucititen. Hervorzuheben ist gegenüber den Phonolithen noch die entschieden geringere Neigung zur Zeolithisirung.



Fig. 54. Leucitophyr. Rieden. Die Leucite sind bei + Nic. gezeichnet. Vergr. 30 : 1.

Man kennt die Leucitophyre aus dem niederrheinischen Vulkangebiet von der Ruine Olbrück im hinteren Brohlthal (Analyse 12), vom Perlerkopf bei Olbrück (Analyse 15), von Hannebach, aus der Umgebung von Rieden (Analyse 14 und 16), vom Kaiserstuhl (Horberig bei Oberbergen, Analyse 13, und Rothweil), von den Inseln des Grünen Vorgebirges (Analyse 17), vom Monte Vulture bei Melfi in der Basilicata. Carbonischen Leucitophyr hat man in S. Paulo, Brasilien, und angeblich in der Steinigen Tunguska in Sibirien. — Ein Leucitophyrglas stellen die Bimssteine der Umgebung des Laacher Sees dar (Analyse 19).

§ 233. Leucitphonolithe sind porphyrische Ergussgesteine, die

durch die Einsprenglingscombination Sanidin und Leucit charakterisirt sind und denen der Nephelin fehlt. Hauyn und Titanit sind häufige Übergemengtheile. Der farbige Gemengtheil ist durchweg ein Pyroxen, wohl Aegirinaugit. Plagioklas kommt nur spärlich vor. Solche Gesteine werden aus Mittel-Italien aus der Umgebung des Braccianer Sees und aus der Gegend von Viterbo und Bolsena (Analyse 10), sowie von der Rocca Monfina (Analyse 11, S. 292) beschrieben. Es wäre überraschend, wenn das Gestein der Analyse 10 nicht Nephelin führte; der Feldspath müsste dann ein Na_2O-reicher Anorthoklas oder Albit sein. Die Leucitphonolithe sind gern mit Trachydolerit, Leucittephrit und Leucitit vergesellschaftet.

§ 234. Phonolithtuffe treten reichlich im Hegau und im Velay (cinérites der französischen Karte), nur ganz vereinzelt im böhmischen Mittelgebirge, solche der Leucitophyre in der Umgebung von Olbrück, Engeln, Hannebach, Rieden, Bell u. a. O. der Rheinprovinz auf. Der Mineralbestand ist im klastischen Verbande derjenige der compacten Ergussgesteine, mit bimssteinähnlichen Glasstückchen und oft reichlich untermischt mit fremdem Gesteinsmaterial, Thon, Schieferbröckchen, Quarzsand, Calcit u. s. w. — Die Leucitophyrtuffe des Niederrheins wurden z. Th. vor dem Löss abgelagert, z. Th. liegen sie auf Löss.

Die Familie der Dacite und Quarzporphyrite.

§ 235. Dacite[1] und Quarzporphyrite sind porphyrische Ergussformen granitodioritischer Magmen, die in einer, wenn frisch grauen bis schwarzen, wenn unfrisch röthlichen oder bräunlichen Grundmasse Einsprenglinge von herrschendem Kalknatronfeldspath und Quarz, daneben solche von Biotit, Hornblende oder Pyroxen erkennen lassen. Als Nebengemengtheile finden sich Eisenerze, Apatit und Zirkon, als gelegentliche Übergemengtheile Titanit, Orthit, Granat, Cordierit u. a. — Es giebt einen den Biotit-Hypersthen-Trachyten, S. 282, nahe verwandten Typus, der neben Plagioklas auch Sanidin (Orthoklas) als Einsprengling führt. — Dacit und Quarzporphyrit verhalten sich zu einander wie Liparit und Quarzporphyr, Trachyt und quarzfreier Por-

[1] Der Name Dacit (Dacia = Siebenbürgen) wurde von FR. VON HAUER und G. STACHE 1863 für eine Gruppe der „älteren Quarztrachyte“ von Siebenbürgen eingeführt, welche sich durch Einsprenglinge von Oligoklas, Quarz und Hornblende von den jüngeren „Rhyolithen“ mit Einsprenglingen von Sanidin, Quarz und Glimmer unterscheiden. Ein Theil der Dacite von v. HAUER und STACHE gehört nach Auftreten und Eigenschaften zum Dioritporphyrit, S. 209.

phyr; Dacit nennt man die neovulkanischen, Quarzporphyrit die palaeovulkanischen Vorkommnisse. Beide sind effusive Aequivalente gewisser Granitite, Amphibol- und Pyroxengranite und der Quarzdiorite in ihrer Gesammtheit.

Die Plagioklaseinsprenglinge mit der Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz, sehr oft mit Schalenbau bei nach aussen zunehmendem Albitgehalt, sind tafelförmig nach M und gehören der Oligoklas-, Andesin- (Analyse 1, S. 298) oder Labrador-Reihe an. Sie besitzen meist glasigen, seltener derben Habitus in den Daciten, meist derben und seltener glasigen Habitus in den Quarzporphyriten. — Die Quarzeinsprenglinge haben die gleichen Eigenschaften wie bei den Lipariten und Quarzporphyren; wie dort fehlen sie auch hier gelegentlich. — Biotit bildet hexagonale Tafeln; die im auffallenden Lichte schwarze, im durchfallenden meistens braune, seltener grüne, Hornblende schlanke Prismen. Man vergleiche die Zusammensetzung derselben (Analyse 2, S. 298) mit derjenigen in den Dioriten (besonders Analyse 9 und 10, S. 140). Biotit und braune Hornblende zeigen oft die magmatische Umwandlung in ein Gemenge von Augit und Magnetit. — Von Pyroxenen ist ein grüner Diopsid am meisten verbreitet, demnächst brauner Hypersthen oder Bronzit in derselben Ausbildung, wie in den normalen Trachyten. — Die Grundmasse ist bald holokrystallin und besteht wesentlich aus einem panidiomorphen Gewebe von saurem Plagioklas und Orthoklas mit Quarz, wobei der Plagioklas in den pyroxenhaltigen Gesteinen vorwiegend lang leistenförmig, in den pyroxenfreien mehr isometrisch ist; hier kann der Kalifeldspath sehr an Menge zunehmen, ja überwiegen. Das sind die Grenzformen nach den Lipariten und Quarzporphyren, in denen auch granophyrische, spärolithische Gebilde und Mikrofelsit nicht selten sind. Eine Glasbasis kommt öfter vor, meist farblos in den pyroxenfreien, bräunlich in den pyroxenreicheren Gesteinen. Von den farbigen Gemengtheilen kehrt nicht selten der Diopsid in einer zweiten Generation wieder, selten auch der Biotit. Eine zweite Generation von Quarz in sehr winzigen mikroskopischen Dihexaëdern kennt man aus einigen Vorkommnissen. — Rein glasige Grundmassen sind keineswegs selten.

Als Verwitterungsproducte der Einsprenglinge und der Grundmassegemengtheile sind Chlorit, Limonit, Calcit, Kaolin verbreitet.

Dass die Quarzporphyrite und die Dacite stofflich zusammenfallen, ergiebt der Vergleich der Analysen 1—11 mit 12—17, S. 299. Das Unterscheidende gegenüber den Lipariten und Quarzporphyren ist der niedrigere Gehalt an Kieselsäure und Alkalien, der höhere an Al_2O_3, MgO und CaO, gegenüber den Quarzdioriten die geringere Bedeutung der Oxyde RO gegenüber den Oxyden R_2O. Der H_2O-Gehalt in 3a, 6, 8 und 10 zeigt die Häufigkeit von Obsidiangläsern, in 5 ein Perlitglas, in 15a ein Pechsteinglas als Hauptbestandtheil der Grundmassen. — Der Vergleich von 3 mit 3a und von 15 mit 15a demonstrirt die Gesetze der Reihenfolge der krystallinen Ausscheidungen; in dem Krystallisationsrest sind allenthalben gegenüber dem Gesammtgestein SiO_2 und Alkalien gewachsen, Al_2O_3, MgO und CaO gesunken. Die Übergangstypen nach den Trachyten hin stellen

	1.	2.
SiO_2	65,77	45,76
TiO_2	—	1,43
Al_2O_3	21,51	8,80
Fe_2O_3	—	5,32
FeO	Sp.	11,23
MnO	—	0,57
MgO	—	14,08
CaO	5,72	10,62
Na_2O	5,92	1,39
K_2O	0,83	0,26
H_2O	0,34*	0,85
Sa.	100,09	100,31
Sp. G.	—	3,212

* Glühverlust.

1. Andesin aus Dacit. Lassen's Peak. (Anal. 3, S. 299.)
2. Hornblende, grün durchsichtig, aus Dacit von der Grenatilla. Cabo de Gata.

besonders deutlich die Analysen 1, 1a und 2 dar; man vergleiche S. 280—281. — Bemerkenswerth ist die Bestätigung des chemischen Charakters und der Structur durch die specifischen Gewichte, allenthalben niedriger als bei den Quarzdioriten, am niedrigsten bei den vitrophyrischen Gesteinsformen.

Je nach dem herrschenden farbigen Einsprengling unterscheidet man Glimmerdacite und Quarzglimmerporphyrite, Hornblendedacite und Quarzporphyrite schlechthin, Augit-, bezw. Hypersthendacite und Quarzaugit-, bezw. Quarzhypersthenporphyrite. Da nun aber sehr oft mehrere Arten farbiger Einsprenglinge nebeneinander auftreten, so gehen diese Typen vielfach ineinander über. Am nächsten verwandt sind miteinander die glimmer- und die hornblendehaltenden Gesteine. Man ersehe aus den Analysen, dass der SiO_2-Gehalt seiner Höhe nach nicht mit dem Vorhandensein eines bestimmten farbigen Gemengtheils in Beziehung steht; ob sich Biotit, Hornblende oder Pyroxene bilden, hängt anscheinend von den physikalischen Bedingungen während der Verfestigung und vielleicht von kleinen Unterschieden in den Mengenverhältnissen der Oxyde RO ab. — Structurunterschiede der verschiedenen Typen drücken sich leicht durch Bezeichnungen wie Felsodacit, Hyalodacit, Quarzfelsophyrit, Quarzvitrophyrit u. s. w. aus.

§ 236. Die Glimmerdacite und Hornblendacite ähneln in allen Beziehungen am meisten den Lipariten und sind bald mikrogranitisch, bald mikrofelsitisch, bald glasig entwickelt, wobei das Glas dann oft bimssteinähnlich ist; die Farben sind hell, grau oder roth, selten bräunlich, das Gefüge gern poros, der Habitus der Grundmassen

	1.	1a.	2.	3.	3a.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	15a.	16.	17.
SiO_2 .	66,72	69,44	69,96	69,36	76,75	67,91	69,56	67,30	68,41	65,39	63,17	63,19	62,21	70,67	68,58	67,90	62,32	67,39	65,91	69,94
TiO_2 .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	—	—	0,57	—	—	—	0,58	0,45
Al_2O_3	15,82	15,21	15,79	16,23	12,32	17,38	15,65	17,55	16,08	15,49	17,15	18,65	15,60	15,77	13,04	14,20	16,62	14,62	15,58	13,45
Fe_2O_3	0,71	1,74	2,50	0,88	—	1,77	1,24	1,47	2,12	2,80	2,84	4,01	5,26	2,28	0,26	6,48	1,51	2,37	2,07	0,49
FeO	0,32	0,56	—	1,53	1,36	1,25	0,91	1,67	1,44	1,99	1,31	1,89	1,36	1,15	3,40		2,06	—	2,19	4,64
MnO .	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	0,13	—	—	0,15	—	0,09	—	—	—
MgO .	2,05	0,93	0,64	1,34	—	1,35	0,82	1,04	1,14	2,06	2,17	1,20	2,61	1,01	1,01	Sp.	2,30	0,87	1,41	0,67
CaO .	3,92	1,99	1,73	3,17	1,18	2,81	2,52	3,48	3,52	4,48	4,17	4,86	6,55	1,42	3,22	2,57	4,62	2,54	2,40	2,26
Na_2O .	7,12	5,11	3,80	4,06	3,55	5,43	4,09	3,90	4,52	4,56	3,08	3,69	2,50	3,65	4,94	3,99	3,54	4,37	4,01	2,42
K_2O .	2,42	4,53	4,12	3,02	3,98	1,84	2,19	2,13	2,24	1,59	4,19	1,95	1,63	3,66	1,90	0,86	1,70	2,79	3,94	4,25
H_2O .	1,01	0,77	1,53*	0,45*	0,54*	0,27*	2,92	0,80	0,33	0,55	2,51	0,07*	2,25	1,33	1,00	4,90	4,72*	5,29*	1,15	0,77
P_2O_5 .	—	—	—	—	—	—	0,13	0,13	—	0,11	—	0,25	—	—	0,20	—	—	—	0,20	0,23
Sa. .	100,08	100,28	100,07	100,04	99,68	100,11	100,03	99,47	99,80	99,02	100,59	100,07	99,97	100,94	99,83	100,90	99,48	100,24	99,84	99,71
Sp. G.	—	—	—	—	—	—	2,45	—	—	—	2,525	—	—	2,647	—	—	—	—	2,613	—

* Glühverlust.

1. Dacit mit Biotit und spärlichem Amphibol. Deleng Baros. Aufstieg zur Battak-Hochfläche. Central-Sumatra.
1a. „ mit Hornblende und Biotit, nebst rhombischem Pyroxen und Augit mit Glasbasis („Quarztrachyt-Andesit"). Porobbo. Westküste des Toba-Sees. Battak-Hochfläche. Central-Sumatra.
2. „ Sporn NO. von Mc Clellan Peak bei American Flat Road. Eureka-District. Nevada. U. S. A.
3. „ (mit Biotit und Augit). NW. der Spitze von Lassen's Peak. California.
3a. „ Glasbasis dieses Gesteins.
4. „ Castillo de la Nueva Guatemala. Central-America. (Mit 0,06 ZnO.)
5. „ (mit Biotit und Amphibol). Guaitara-Abhang. Paramo del Frayligon. Columbia. Perlitisch.
6. „ (mit Biotit und Amphibol). Parama del Tuquerres. Columbia. Glasig.
7. „ (mit Biotit u. Amphibol). Ebendaher. Fast holokrystallin.
8. „ (glasiger Pyroxendacit) mit viel Quarzdihexaëdern in der Obsidian-Grundmasse. Cumbal. Columbien.
9. Biotitdacit ohne Quarz; vitrophyrisch, z. Th. secundär kryptokrystallin. Hügel von Pergamon in halber Höhe des SO.-Abhangs.
10. Dacit, vitrophyrisch, mit Biotit, Amphibol, Augit. Monte Tajumbina. Columbien.
11. Amphiboldacit. San Pedro. Nördl. Theil der Sierra del Cabo. Cabo de Gata. Almeria. Spanien.
12. Quarzglimmerfelsophyrit. Kalkbruch bei Schirmeck. Vogesen.
13. Porphyrit. Eldorado Co. Sierra Nevada. U. S. A. (Mit 0,10 BaO, 1,31 CO_2, 0,15 FeS_2.)
14. Quarzvitrophyrit. Kornberg bei Erbendorf. Bayr. Wald.
15. Quarzglimmervitrophyrit. Rasta bei Recoaro. Gebiet von Vicenza.
15a. Glasbasis von 14.
16. Quarzbiotitbronzitaugitporphyrit. Juhhe auf der Spitze des Lemberg. Nahe-Gebiet. (Mit $SO_3 = 0,14$, $CO_2 = 0,11$, organ. Substanz $= 0,15$.)
17. Quarzhypersthenporphyrit. Lose Blöcke zwischen Elbingerode und dem Hainholz. Harz. (Mit 0,14 SO_3.)

lithoide oder glasig. Vertreter dieses Typus liefert in grosser Mannichfaltigkeit das ungarisch-siebenbürgische Eruptivgebiet (Vlegyasza), das Cabo de Gata in der spanischen Provinz Almeria, der griechische Archipel und Kleinasien, die südamerikanischen Anden, das Central-Basin der Vereinigten Staaten, Californien u. s. w. Hierher gehören die Analysen 1—3, 5—9, 11. — Es giebt einsprenglingsarme und sehr einsprenglingsreiche Arten, die man ebenso wie bei den Lipariten als nevaditisch bezeichnet; ja der Name Nevadit wurde von F. v. Richthofen zuerst dem Gestein der Analyse 3 gegeben. — Die entsprechenden Quarzglimmerporphyrite und Quarzhornblendeporphyrite finden sich als Decken im europäischen Carbon und Perm, so felsophyrisch im oberen Breuschthal, Elsass (Analyse 12), mikrogranitisch bei Landeshut in Schlesien und im Gebiet der Nahe (Nagelkopf, Theodorshall, Spitze des Lemberg), als Gänge in der Lausitz, vitrophyrisch bei Erbendorf im Bayerischen Wald (Analyse 14) und in der alpinen Trias bei Recoaro (Analyse 15). — Dieser Typus setzt sich fort in den pyroxenfreien bis pyroxenarmen Glimmer- und Amphibol-Andesiten und Porphyriten.

§ 237. Die Hypersthen- und Augitdacite sind im Allgemeinen durch dunklere bis schwarze Farbe, meistens compacte, nicht porose Grundmasse von oft etwas fettigem Glanze charakterisirt. Ihre Grundmassen bestehen entweder aus einem meistens fluidal geordneten Gewebe von schmalen Feldspathleistchen mit reichlicherem Gehalt an Augitmikrolithen und Erzkörnchen, oder es treten wechselnde Mengen eines gelblichen bis bräunlichen Glaskittes hinzu, durch dessen Überwuchern die Pyroxendacitgläser sich entwickeln, lauter Structurformen, welche den Lipariten und Quarzporphyren fehlen, dagegen bei den Andesiten herrschend werden. Dieser Typus ist verbreitet in der Gegend von Schemnitz, in der südlichen Hargitta in Siebenbürgen, am Cabo de Gata, in Armenien, in den Anden Central- und Südamerikas u. s. w.; hierher gehören die Analysen 4 und 8. — Diesem Typus entsprechen unter den permocarbonischen Ergussgesteinen die Quarzpyroxenporphyrite der Analysen 16 und 17.

Es möge betont werden, dass dieser andesitische Habitus keineswegs den Biotit- und Amphiboldaciten ganz fehlt (Aegina und Methana in Griechenland, der Eureka-District in Nevada, Ver. Staaten, liefern Beispiele), doch sind die Gesteine dann wohl fast ausnahmslos augit- oder hypersthenhaltig. So gehören hierher auch die sanidinreichen nevaditischen Biotit-Hypersthen-Augit-Dacite des Cabo de Gata vom Cabeço de la Atalaya, Cabeço de Roche u. a. O.

Dacite und Quarzporphyrite erscheinen in der Gesellschaft von Lipariten, Quarzporphyren, Andesiten und Porphyriten.

Die Familie der Andesite und Porphyrite.

§ 238. Andesite[1] und Porphyrite sind porphyrische Ergussformen der dioritischen Magmen und enthalten in einer mannichfach ausgebildeten Grundmasse von bald hellgrauer oder röthlicher Farbe und dann porosem Gefüge, oder von dunkelgrauer bis schwarzer, auch grünlicher und bräunlicher Farbe und dann meist compactem Gefüge Einsprenglinge von Kalknatronfeldspäthen und solche von Biotit, Amphibol und Pyroxenen. Als Nebengemengtheile erscheinen Apatit, Eisenerze und gelegentlicher Zirkon. Übergemengtheile von nicht zu grosser Seltenheit sind Titanit, Orthit, Olivin, Granat und Cordierit. — Das Mengenverhältniss von Grundmasse und Einsprenglingen schwankt sehr, doch herrscht meistens die Grundmasse entschieden vor. Andesit und Porphyrit verhalten sich wie Dacit und Quarzporphyrit, die ersten sind neovulkanische, die letzten palaeovulkanische Gesteine.

Nach dem herrschenden farbigen Gemengtheil unterscheidet man Glimmerandesite und Glimmerporphyrite, Hornblendeandesite und Hornblendeporphyrite, Hypersthenandesite und Hypersthenporphyrite und Augitandesite und Augitporphyrite. Obschon alle diese Typen vielfach ineinander übergehen und ausserordentlich oft mehrere, ja alle die genannten farbigen Gemengtheile nebeneinander vorkommen, stehen sich doch nach dem allgemeinen Habitus und der geologischen Vergesellschaftung die Glimmer- und Hornblendeandesite, bezw. Porphyrite besonders nahe und ebenso ihrerseits die Hypersthen- und Augitandesite, bezw. Porphyrite.

Der Vergleich der Analysen auf S. 306—307 und 310—311 zeigt, dass ein durchgreifender Unterschied im stofflichen Bestande zwischen den verschiedenen Andesittypen nicht hervortritt und dass die Porphyrite stofflich ident mit den Andesiten sind. Die Ausbildung eines bestimmten farbigen Gemengtheils muss also wahrscheinlich von den physikalischen Entwicklungsbedingungen der Magmen abhängen. Dem entspricht es, dass man oft deutlich erkennen kann, dass die Hypersthen- und Augitandesite ursprünglich Biotit und Hornblende enthielten. Nie-

[1] Der Name Andesit wurde zuerst von LEOPOLD VON BUCH benützt, um aus der Trachytfamilie seiner Zeit die, wie er glaubte, albitführenden Glieder von den sanidinführenden zu trennen. Später liess man ihn fallen, bis J. ROTH 1861 ihn wieder für die jüngeren Eruptivgesteine einführte, in denen die Mineralcombination Oligoklas-Amphibol oder Oligoklas-Augit maassgebend schien.

mals aber haben Relikte von früherem Hypersthen oder Augit in typischen Glimmerandesiten und Hornblendeandesiten erkannt werden können. Die Glimmer- und Hornblendebildung gehört einem älteren Abschnitt in der intratellurischen oder magmatischen Periode an, als die der Pyroxene.

Die Feldspatheinsprenglinge haben in frischen Gesteinen glasigen, in den unfrischen Porphyriten vielfach derben Habitus. Sie sind fast immer tafelförmig nach M, selten prismatisch nach den Kanten P/M oder T/M, oft sehr flächenreich mit M, P, T, l, x oder y als herrschenden Flächen und Viellinge nach dem Albitgesetz, neben welchem auch das Karlsbader Gesetz oft auftritt. Fast allenthalben bestehen sie aus concentrisch-idiomorphen Schalen mit recht anorthitreichen Kernen und nach aussen zunehmendem Albitgehalt; die äussersten Schalen haben oft die Zusammensetzung der Grundmassefeldspäthe. Die Analyse eines Feldspatheinsprenglings ist also eigentlich eine Bauschanalyse; nach dieser, nach dem Eigengewichte und nach dem optischen Verhalten hat man Oligoklas, Andesin, Labrador, Bytownit und Anorthit als Einsprenglinge nachgewiesen. Trotz sehr zahlreicher Ausnahmen kann man sagen, dass die saureren Mischungen in den Einsprenglingen der Biotit- und Hornblendeandesite und Porphyrite vorherrschen, die basischeren in den Hypersthen- und Augitandesiten und Porphyriten. — Einsprenglinge von Kalifeldspath kommen nur selten vor, aber derselbe bildet öfter die äussersten Schalen der Kalknatronfeldspäthe. — Die Grundmassefeldspäthe sind allenthalben saurer als die Einsprenglinge und erscheinen in schmalen, nach der Kante P/M gestreckten Leisten, seltener in isometrischen Individuen. Man vergleiche Analyse 1 und 2, S. 303, welch letztere trotz der Unreinheit des Analysenmaterials den hervorgehobenen Unterschied widerspruchslos darthun. In manchen glasigen Grundmassen treten die Feldspathmikrolithe in Sphärolithgestalt auf; dass sie auch hier albitähnlichen Mischungen angehören, zeigt Analyse 16, S. 303, deren hoher Gehalt an SiO_2 auf reichlich beigemengtes Gesteinsglas oder auf Mikrofelsit zurückzuführen ist. — Die Verwitterung der Feldspäthe liefert mannichfache thonige Producte und Calcit. — Die Biotiteinsprenglinge bilden hexagonale Tafeln von schwarzer bis schwärzlichbrauner Farbe, deren dünnste Blättchen braun oder blutroth durchsichtig sind. Sie sind sehr oft von einem Resorptionshof aus Augitmikrolithen und Magnetitkörnern umgeben oder ganz in ein solches Gemenge umgewandelt. Die atmosphärische Verwitterung derselben ergiebt Chlorit mit Nebenproducten oder auch Gemenge von Eisenoxyden. — Die Hornblende in schlanken, stark glänzenden, sammetschwarzen und braundurchsichtigen, seltener schwärzlichgrünen und gründurchsichtigen Prismen gehört zur basaltischen Hornblende mit sehr basischem Charakter (Analyse 3 und 4, S. 303). — Ganz abweichend ist die Gamsigradit genannte Hornblende (Analyse 5) eines andesitischen Gesteins aus dem Timokthale in Serbien (Timazit). Die Hornblende erleidet die gleiche magmatische Resorption unter Neubildung von Augit und Magnetit, wie der Biotit, ein gelegentlich schon mit blossem Auge wahrnehmbares Phänomen, und die gleiche Verwitterung. — Eine Wiederkehr der Biotit- und Hornblendebildung in der Grundmasse ist sehr selten. — Hypersthen oder an seiner Stelle Bronzit (Analyse 6—10, man beachte den z. Th. beträchtlichen Gehalt an CaO) bildet gedrungene oktogonale Säulchen von bräunlichgelber Farbe; er verwittert

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO_2	55,12	67,07	39,62	39,29	46,58	55,04	52,53	50,1	52,23	50,33	50,2	51,37	48,60	49,81	49,53	75,9
TiO_2	—	0,51	0,19	4,86	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	29,92	18,61	14,92	16,57	13,63	0,88	3,38	2,1	1,08	0,97	3,3	3,71	8,20	0,92	5,53	14,5
Fe_2O_3	0,35	4,91	10,28	9,18	—	—	—	1,6	0,56	—	0,4	2,85	—	7,53	4,15	0,5
FeO	—	—	7,67	3,19	12,29	9,40	9,82	23,6	} 19,84	22,00	7,2	10,66	14,00	7,69	6,50	—
MnO	—	—	0,24	—	6,00	0,18	—	—		0,64	—	0,78	—	—	—	—
MgO	0,79	1,73	11,32	10,40	8,44	32,65	26,66	11,0	22,37	23,29	12,2	19,53	11,60	13,08	13,89	0,7
CaO	9,45	1,02	12,65	12,90	8,83	1,55	6,19	10,5	1,90	1,88	26,4	10,58	18,90	18,93	19,59	1,3
Na_2O	5,08	5,62	1,12	—	3,17	—	—	—	} Spuren	—	—	—	—	} 1,26	1,33	6,2
K_2O	0,08	1,33	2,18	—	1,00	—	—	—		—	—	—	—			0,9
H_2O	—	—	0,48	—	—	0,45	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sa.	100,79	100,80	100,67	96,39	99,94	100,64	98,91	98,9	98,85	99,11	99,7	99,48	101,30	99,22	100,52	100,0
Sp. G. . . .	2,702	2,556	3,266	—	3,119	—	3,331	3,477	3,487	3,307	3,372	—	—	—	—	2,456

1. Labrador-Einsprenglinge aus Hypersthen-Andesit. Georgios I. 1866 Santorin.
2. Albitfeldspath der Grundmasse, mit Glasbasis verunreinigt, derselben Lava.
3. Hornblende aus Andesit. Stenzelberg. Siebengebirge.
4. „ „ „ Wolkenburg. „ Alkalien nicht bestimmt.
5. Hornblende, sogen. Gamsigradit aus Timazit. Gamsigrad. c:c = 30°, a grünlichgelb, b blassgelb, c bouteillengrün; mit viel Magnetiteinschlüssen.
6. Bronzit aus Sanukit. Mijanoura auf Chichishima. Japan. (Mit 0,49 Cr_2O_3.)
7. „ „ Bronzitporphyrit. Cheviot Hills.
8. Hypersthen aus Hypersthen-Andesit. Georgios I. Santorin. Mit etwas Augit verunreinigt.
9. Hypersthen aus Hypersthen-Andesit. Vulkan Singalang. Sumatra.
10. Hypersthen aus Hypersthen-Andesit. Buffalo Peaks.
11. Diopsidischer Augit aus Hypersthen-Andesit. Georgios I. Santorin.
12. Augit, stark pleochroitisch. Spitze des Mariveles, Luzon; aus Augitandesit. a hellbräunlichgrün, b hellbräunlichroth, c hellgrün bis farblos. c : c = 46° etwa.
13. Augit, grün, Krakatau.
14. „ aus braunem Labradorporphyrit. Rimbachthal bei Gebweiler. Vogesen.
15. „ aus grünem Labradorporphyrit. Barnabas-Brücke bei Murbach. Vogesen.
16. Sphärolithe aus Amphibol-Andesit. Kap Akrotiri Santorin. Mit Glasbasis durchtränkt, schief auslöschend.

zu Eisenhydroxyd, welches die Gesteine fleckig erscheinen lässt, oder zu Serpentin. Der rhombische Pyroxen kommt nur ausnahmsweise, wenn überhaupt, in einer jüngeren Generation wieder; er gehört der intratellurischen Periode an. — Der Augit als Einsprengling bildet ebenfalls gedrungene oktogonale Säulen von grüner Farbe und gehört z. Th. zum Diopsid (Analyse 11), z. Th. hat er eine hypersthenähnliche Zusammensetzung und dann auch einen ähnlichen Pleochroismus, wie dieses Mineral (Analyse 12); auch sesquioxydreiche basaltische Augite kommen vor (Analyse 13—15, S. 303). Die Augite verwittern zu Chlorit und Epidot, oft unter reichlicher Abscheidung von Calcit. — Der Augit ist der einzige farbige Gemengtheil, welcher in grosser Häufigkeit und oft nicht unbeträchtlicher Menge in einer zweiten Generation während der Effusionsperiode entsteht und dann als Grundmassegemengtheil auftritt. — Die Eisenerze sind Magnetit, oft mit einem Titangehalt, seltener Ilmenit. — Die Übergemengtheile Granat, meistens in Ikositetraëdern, und Cordierit in kurzen Säulen, oft als Durchkreuzungsdrillinge entwickelt, beide auch in unregelmässigen Körnern als fremde Einschlüsse, sind an bestimmte Localitäten gebunden; sie treten gern zusammen auf und werden dann auch wohl von Spinelliden begleitet. Vielleicht rühren diese Mineralien allenthalben von eingeschmolzenen Gneisseinschlüssen her, sicher an mehreren Orten (Hoyazo am Cabo de Gata). — Titanit ist an die biotit- und amphibolreichen, Olivin vorwiegend an die pyroxenischen Andesite und Porphyrite gebunden. — Tridymit und Pseudobrookit treten gelegentlich in Drusen auf; Quarz ist ein nicht seltener fremder Einschluss.

Die Grundmasse der Andesite und Porphyrite ist sehr vielgestaltig, selten holokrystallin und wesentlich aus Feldspath mit wenig farbigen Gemengtheilen und oft mit etwas Quarz aufgebaut, bald ähnlich derjenigen der Trachyte, bald derjenigen der Dioritporphyrite, gelegentlich auch mikrofelsitisch und sphärolithisch. Sehr häufig besteht sie aus einem filzigen Gewebe von Feldspathleistchen, Augitsäulchen und Erzkörnchen (pilotaxitische Grundmasse), oder dieser Mikrolithenfilz ist mit wechselnden Mengen eines bräunlichen, selten grünlichen Glases wie getränkt (hyalopilitische Grundmasse), sehr oft glasig ohne oder mit spärlichen Mikrolithen. Diese verschiedenen Ausbildungsformen treten mit verschiedener Häufigkeit in den verschiedenen Gesteinstypen der Familie auf. — Eine Verkieselung der Grundmasse findet sich hie und da bei den Porphyriten und Andesiten.

§ 239. Die Glimmer- und Hornblendeandesite schliessen sich unmittelbar an die Dacite von analoger Zusammensetzung an und gehen, wie die Analysen der Tabelle S. 306—307 zeigen, unmittelbar in diese über. Es sind z. gr. Th. hellfarbige Gesteine von trachytischem Habitus, z. Th. dunklerfarbig und compact. Man kann durchaus pyroxenfreie Typen und solche unterscheiden, in denen neben Biotit und Amphibol auch rhombischer Pyroxen oder Augit vorkommt; die letzteren sind die am meisten verbreiteten. — Die Structur ist besonders oft trachytisch, oft auch hyalopilitisch und pilotaxitisch, gar nicht selten vitrophyrisch. Fluidalphänomene prägen sich theils in der Anordnung der Einsprenglinge, theils in dem Gewebe der Grundmasse aus.

Die für die Ergussgesteine charakteristischen Züge im chemischen Bestande, geringere Bedeutung der Oxyde RO, grössere der Oxyde R_2O gegenüber dem Tiefengestein ergiebt der Vergleich mit den Analysen der quarzfreien Diorite S. 145. — Die an Trachyte erinnernde starke Vorherrschaft des Kernes $(NaK)AlSi_2$ erweisen die Analysen 1—4, dieselbe tritt mehr und mehr zurück bis zu starkem procentischem Übergewicht des CaO über die Summe der Alkalien. — Der Wassergehalt der Analysen ist z. Th. einem höheren Glasgehalt der Gesteine zuzuschreiben (Analyse 3, 9 u. a.). Beachtenswerth ist es, wie bei zurücktretendem Kalkgehalt die relative Menge von Na_2O und K_2O stark schwankt; mit wachsendem CaO-Gehalt wird das Übergewicht des Na_2O über K_2O ein entschiedenes.

Die Glimmer- und Hornblendeandesite haben eine sehr weite Verbreitung. Pyroxenfreie und trachytoide Typen liefert die Gegend von Schemnitz, Dilln, Tepla u. a. in Ungarn, das Vlegyasza-Gebirge in Siebenbürgen, besonders das Cantal im centralen Frankreich, spärlicher der Mont Dore; pyroxenführend und trachytoid sind die allbekannten Gesteine vom Stenzelberg, von der Wolkenburg, vom Hirschberg, Bolvershahn u. s. w. im Siebengebirge (die sogen. Wolkenburg-Trachyte der älteren Literatur), dann die Umgebung von Banow in Mähren, das Smrkouz-Gebirge in Steiermark, die Gegend von Nagyag und Vöröspatak in Siebenbürgen, die grossen californischen Vulkane Lassen's Peak und Mount Shasta, Mount Rainier in Washington, Mount Hood in Oregon. — Pyroxenhaltig und hyalopilitisch oder pilotaxitisch sind die Gesteine der Gegend von Kremnitz und Szobb in Ungarn, ebenso die durch Granat- und Cordieritgehalt interessanten Vorkommnisse des St. Andrä-Visegrader Gebirgsstocks, dann die des Hargitta-Gebirges, des Budös, Serbiens (Dubnik, Ljubnica u. a.), der Euganäen (Battaglia), die ältern Laven von Akrotiri (Santorin), die Vorkommnisse des Washoe-Districts in Nevada, der centralamerikanischen Vulkane Coseguina, Orosi, Miravalle, vieler südamerikanischen, endlich der Sunda-Inseln, der Philippinen, Japans u. s. w. — Die vitrophyrische Ausbildung mit reichlichem Gehalt an Glasbasis kennt man aus der Umgebung des Braccianer Sees in Italien, vom Karatash bei Smyrna, von Altsohl und anderen Orten in Ungarn, vom Cabo de Gata (das einschlussreiche, cordierit- und granatführende Gestein von Hoyazo), aus Colorado und von zahlreichen Vulkanen der Anden.

Dass die Bildung der Hornblendeandesite noch andauert, beweisen die Gesteine des Ausbruchs vom Jahre 1883 auf der Insel Bogosloff in der Behringsee, deren chemischen Bestand die Analysen 16a und 16b, S. 307 geben.

§ 240. Den Glimmerandesiten und Hornblendeandesiten ent-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO_2 . . .	67,83	63,49	65,13	59,41	59,22	60,41	61,04	63,36	61,93	62,94
TiO_2 . . .	1,04	Sp.	0,58	0,12	—	—	0,45	—	—	0,41
Al_2O_3 . .	15,02	18,40	15,73	17,92	13,59	16,88	15,72	16,35	18,47	18,14
Fe_2O_3 . .	5,16	2,44	2,24	1,71	5,55	—	5,03	2,12	1,93	—
FeO . . .	—	1,09	1,86	2,40	4,03	6,07	2,15	3,05	2,23	3,82
MnO . . .	—	0,16	Sp.	—	—	Sp.	—	—	—	—
MgO . . .	0,29	0,66	1,49	2,99	1,66	2,82	3,61	3,28	2,66	3,06
CaO . . .	3,07	2,30	3,62	4,65	5,13	5,93	5,34	4,79	4,31	6,28
Na_2O . .	2,40	5,70	2,93	2,63	5,31	6,72	4,02	3,58	2,92	3,83
K_2O . . .	3,20	4,62	3,96	5,60	4,64	1,02	2,66	2,92	3,92	1,22
H_2O . . .	1,11	1,04	2,43*	1,30	1,25	—	0,58*	0,99	2,28	*0,60
P_2O_5 . . .	0,26	Sp.	0,23	0,87	—	—	—	0,13	—	0,10
Sa. . . .	99,38	99,90	100,27	99,60	100,38	99,85	100,60	100,57	100,65	100,40
Sp. G. . .	—	—	—	—	2,74	2,594	—	—	—	—

* Glühverlust.

1. Glimmeramphibolandesit. Hügel NO. von Hoosac Mtn. Eureka-District. Nevada. U. S. A.
2. Glimmerandesit mit Einsprenglingen von Sanidin und Oligoklas, augithaltig. Quarz in der Grundmasse. Rattlesnake Hill. Custer Co. Col.
3. Andesitischer Perlit. S. von Carbon Ridge. Eureka-District. Nevada. U. S. A. (Mit 0,07 NiO.)
4. Glimmerandesit mit Augit und Hypersthen. Cabeço Felipe bei Cartagena. Südspanien.
5. Amphibolandesit. Stenzelberg. Siebengebirge. Rheinpreussen.
6. „ Vulcan Chiriqui. Panama. Aus 2967 m Meereshöhe.
7. „ Peñon de Pitayó. Columbien.
8. Amphibolpyroxenandesit, hyalopilitisch, olivin- und quarzhaltig. Cerro Negro de Mayasquer. Columbien.
9. Biotitaugitandesit, vitrophyrisch. Karatash. SW. Smyrna. Kleinasien.
10. Amphibolandesit mit Hypersthen. NW. der Spitze von Lassen's Peak. Californien.
11. Amphibolandesit mit Augit. Rincon de la Vieja. Costarica.

sprechen in allen Einzelheiten der Structur und in allen Typen der Zusammensetzung die Glimmerporphyrite und Hornblendeporphyrite oder Porphyrite schlechthin, wenn man von den hier sehr verbreiteten Verwitterungsphänomenen, als für den Gesteinsbegriff unwesentlich, absieht. Diesen verdanken die Gesteine die rothen und braunen Farben (durch Eisenoxyde), die selteneren grünlichen (durch Chlorit) der Grundmasse, den unfrischen, derben Habitus der Feldspäthe und die relative Seltenheit glasiger Bestandtheile in der Grundmasse, welche in allotriomorph-körnige Aggregate zerfiel. So entsprechen die deckenförmigen Glimmer- und Hornblendeporphyrite im Rothliegenden des Südharzes bei Ilfeld (Analyse 18, S. 307) genau den pyroxenhaltigen, hyalopilitischen und pilotaxitischen Glimmer- und

11.	12.	13.	14.	15.	16a.	16b.	17.	18.	19.	20.	21.
62,76	61,09	60,20	59,95	63,75	56,07	51,46	61,84	63,45	61,45	54,44	60,50
—	0,95	0,57	0,17	—	1,24	0,32	—	—	—	—	—
18,10	15,96	17,21	17,56	17,62	19,06	20,26	14,60	16,05	17,46	19,97	15,95
—	4,29	3,12	4,73	3,00	5,39	4,64 }	6,68	—	—	7,52	6,27
5,14	2,03	2,69	2,03	3,26	0,92	3,56 }		7,39	5,76	0,52	2,89
Sp.	—	0,12	—	—	0,23	0,32	—	—	Sp.	—	—
2,59	1,06	3,18	3,28	3,41	2,12	3,16	2,75	1,52	2,74	5,15	3,82
6,03	6,66	6,04	6,06	2,50	7,70	9,55	4,48	4,56	4,23	3,11	6,51
3,45	2,89	3,35	3,92	1,75	4,52	4,29	5,52	2,66	4,00	2,26	1,65
1,35	2,51	1,44	1,77	2,40	1,24	2,47	2,92	3,32	2,89	3,58	2,24
—	1,44*	1,18	0,43	2,77	0,99*	0,34*	1,76	1,67	1,04	4,18*	0,84
—	0,22	0,17	0,38	—	0,16	0,57	—	—	—	—	—
99,42	99,10	100,50	100,28	100,46	99,64	100,94	100,91	101,33	99,57	100,73	100,67
—	2,655	—	2,72	—	—	—	—	—	—	2,62	2,69

12. Amphibolaugitandesit. Sa. Virgen de Yanancal. Paramo de Fraylejon. Columbien.
13. Hornblendeandesit, frei von Glimmer und Pyroxen. Plumas Co. Sierra Nevada. U. S. A. (Mit 0,11 BaO, 1,12 hygroskopischem Wasser.)
14. Amphibolaugitandesit. Crista del Gallo. SO. Fuss des Imbabura. Ecuador.
15. Glimmeraugitandesit mit viel Cordierit. Hoyazo. Cabo de Gata. Almeria. Spanien.
16a. Hornblendeandesit mit Augit vom Hague Vulkan. Insel Bogosloff. Alaska. Behringsee, helle Varietät. Eruption vom October 1883.
16b. Hornblendeandesit mit Augit vom Hague Vulkan. Insel Bogosloff. Alaska. Behringsee, dunklere Varietät. Eruption vom October 1883, reicher an Hornblende.
17. Glimmerporphyrit. Melide bei Lugano. (Mit 0,36 CO_2.)
18. Glimmerhornblendeporphyrit. Bährethal bei Ilfeld am Harz. (Mit 0,71 CO_2.
19. Hornblendeporphyrit, bronzithaltig. Bockenau, Bad Kreuznach. (Mit Spur Li_2O.)
20. „ Potschappel. Sachsen.
21. Hornblendeaugitporphyrit. Unkendorf. Sachsen.

Hornblendeandesiten, wie sie Analyse 8 aus Columbien darstellt; sie enthalten spärlich Granat. — Dasselbe gilt von den Glimmerporphyriten im Thüringer Rothliegenden (Gegend von Schleusingen, Schmalkalden, Oberwied, Suhl, Ilmenau u. s. w., unter denen sich auch pyroxenfreie Abarten von denselben Structurformen finden, sowie im Rothliegenden Sachsens (Lausigk, Leisnig, Flöha, Döbeln, Frohburg, Triebischthal bei Meissen, Wilsdruff, Potschappel u. s. w. und im Carbon des Morvan in Frankreich. — Zwischenglieder zwischen Glimmer- und Hornblendeporphyriten sind in allen genannten Gebieten verbreitet. Dazu gehört auch der Porfido rosso antico, welcher am Djebel Dokhan zwischen Nil und Rothem Meere gangförmig Granit durchsetzt; er verdankt seine schöne Farbe einem secundären Gehalt an rothem Epidot (Withamit).

— Als Typus der Hornblendeporphyrite pflegt man in Deutschland das Gestein von Potschappel in Sachsen (Analyse 20, S. 307) anzusehen; es ist ein pyroxenfreies Vorkommen, dessen Analyse allerdings auf hochgradige Umwandlung hinweist. Augithaltig ist das nahe verwandte Gestein von Unkendorf (21). Vitrophyrische Ausbildung besitzt der Amphibol-Bronzit-Vitrophyrit von Leutewitz, welcher durch secundäre Entglasung der Grundmasse in lithoiden Porphyrit übergeht. — Verbreitet sind Glimmer- und Hornblendeporphyrite auch im sogen. Grenzlager des Saar-Nahe-Gebiets mit trachytoider (Giessberg, Waldböckelheim) und hyalopilitischer oder pilotaxitischer Structur (Gegend von Limbach, Erbringen u. s. w.), bald mit, bald ohne Pyroxene. Analyse 19, S. 307 giebt ein Vorkommen von Bockenau bei Kreuznach; man vergleiche etwa mit Analyse 7 und 9. — Auch die „schwarzen Porphyre" der Gegend von Lugano von permischem Alter (Analyse 17) liefern Beispiele für Glimmer- und Hornblendeporphyrite verschiedener Arten nach Structur und Zusammensetzung.



Fig. 55. Augitandesit, pilotaxitisch. Breiberg, Siebengebirge. Vergr. 30 : 1. Nic. +.

§ 241. Die Hypersthenandesite und Augitandesite stehen in ähnlich naher Beziehung zu einander, wie die Biotitandesite und Hornblendeandesite und unterscheiden sich von den Hypersthenporphyriten und Augitporphyriten, wie jene von den Glimmer- und Hornblendeporphyriten nur durch das geologische Alter. Es sind fast durchweg dunkelgrüne bis schwarze Gesteine von compactem Gefüge und bald mehr lithoidem, bald schwach pechsteinähnlichem Aussehen, die sich durch Verwitterung bräunen oder glanzlos grünliche Farbe annehmen. Trachytoider Charakter und trachytoide Structur fehlen fast allenthalben; die lithoiden Typen haben pilotaxitische (Fig. 55) oder sehr glasarme hyalopilitische (Fig. 9, S. 57), die flach muschlig brechenden, mehr oder weniger deutlich pechglänzenden haben glasreiche hyalopilitische oder vitrophyrische Structur und verlaufen vollständig in Gläser vom Habitus der Pechsteine, Perlite und Obsidiane.

Die Hypersthenandesite und -Porphyrite[1] (Bronzitporphyrite) enthalten neben dem rhombischen Pyroxen durchweg auch Augit und diesen fast ausnahmslos in zwei Generationen. — Chemisch durchlaufen sie (Analyse 1—12 und 19—22, S. 310—311) dieselben Grenzen des SiO_2-Gehalts wie die Biotit- und Hornblendeandesite und -Porphyrite und würden bei holokrystalliner Entwicklung in ihren sauren Gliedern Quarz ausscheiden müssen, der dann auch in der durch Verwitterung secundär krystallinen Grundmasse erscheint. Eine gewisse Unsicherheit in dem Verhältniss der Alkalien zueinander ist auch hier, wie bei den Biotit- und Amphibolandesiten vorhanden; ebenso erkennt man das Anwachsen des Kernes $CaAl_2Si_4$ mit abnehmender SiO_2. Analyse 4 und 5 wurden angeführt, um das Vorhandensein einer erst in vereinzelten Gliedern bekannten Gesteinsreihe anzudeuten, in welcher auch Glieder mit der mineralogischen Zusammensetzung von Hypersthenandesiten bezw. quarzfreien Daciten auftreten und zu der vielleicht die Biotit-Hypersthen-Trachyte (S. 282) gehören[2]. — Die chemischen Beziehungen des als Basis auftretenden Krystallisationsrückstands zu dem Gesammtmagma sind dieselben, wie in allen Ergussgesteinen, man vergleiche hierfür Analyse 6 und 6a, 22 und 22a. Der Wassergehalt der Gesteine ist in den angeführten Analysen ganz oder doch sehr nahezu ganz ein ursprünglicher und erweist, dass die Glasbasis z. Th. Pechstein-, z. Th. Perlit-, z. Th. Obsidian-Charakter hat. Verwitterte Grundmassen bestehen aus einem kryptomeren Gemenge von Feldspath mit etwas Quarz, Chlorit, Epidot, Calcit und Limonit.

Die Hypersthenandesite haben ihre Hauptverbreitungsgebiete in

---

[1] Die ersten Hypersthenandesite wurden von CH. W. CROSS von den Buffalo Peaks in Colorado und FOUQUÉ von Santorin, die ersten Bronzitporphyrite von JOH. PETERSEN und J. J. H. TEALL aus den Cheviots beschrieben.

[2] FR. BECKE hat in TSCHERMAK's mineral. u. petrogr. Mitth. 1899. XVIII. 553 einen beachtenswerthen Vorschlag gemacht, die Hypersthen-Andesite in 3 chemisch unterschiedene Gruppen zu zerlegen: 1) Typische Varietät mit dem Atomverhältniss $Na:Ca = 1:2$ bis $2:1$, die Atomzahl für Si liegt zwischen 51 und 62. Die Plagioklas-Einsprenglinge haben Bytownitkerne mit Andesin- und Oligoklashüllen, die Mikrolithe sind Andesin oder Oligoklas; — 2) Santorinit mit $Na:Ca > 2$, $Si > 61$; die Plagioklas-Einsprenglinge haben Labradorkerne und Oligoklashüllen, die Mikrolithe sind saurer Oligoklas; Pyroxen-Einsprenglinge nicht zahlreich; — 3) Alboranite mit $Na:Ca < 0{,}5$, $Si < 52$, die Einsprenglinge sind Anorthit mit wenig hervortretender zonarer Schichtung, die Mikrolithe sind Labrador, Pyroxen-Einsprenglinge zahlreich. — Es bleibt zu untersuchen, wie weit eine solche Eintheilung der geologischen Verwandtschaft und Paragenesis entspricht. Sie trägt nicht allen bekannten Mischungen Rechnung.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	6a.	7.	7a.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO_2	67,24	66,15	68,12	68,36	60,41	62,00	69,94	68,99	61,36	63,41	56,19	53,47	54,26	61,37	66,06	61,03
TiO_2	—	—	—	—	—	0,17	—	0,82	1,12	—	—	0,30	—	—	—	—
Al_2O_3 . . .	13,72	15,15	14,52	13,24	17,44	17,84	15,63	16,07	17,77	16,50	16,12	18,39	15,93	15,76	15,64	16,08
Fe_2O_3 . . .	1,90	—	—	1,29	1,98	—	—	2,63	4,39	2,53	4,92	4,30	6,80	4,06	—	—
FeO	5,04	6,81	5,73	3,39	1,78	4,40	1,89	1,10	1,71	3,36	4,43	5,55	5,53	2,94	3,90	7,42
MnO . . .	Sp.	Sp.	Sp.	0,27	—	Sp.	—	0,28	0,41	—	Sp.	—	0,27	—	0,71	—
MgO . . .	1,22	1,08	0,64	1,15	1,85	2,64	0,28	1,08	2,32	2,74	4,60	5,35	3,35	2,86	2,57	3,26
CaO . . .	3,46	3,48	3,68	2,51	2,79	5,37	2,49	3,16	3,43	5,80	7,00	5,57	11,32	7,27	4,53	7,33
Na_2O . . .	4,90	5,22	4,96	2,05	7,51	4,29	3,83	4,04	4,98	1,90	2,96	3,04	1,94	3,04	4,00	2,66
K_2O	2,57	2,19	2,23	5,84	5,64	1,47	2,85	1,83	2,51	2,26	2,37	1,56	1,10	0,71	2,36	2,30
H_2O . . .	0,54*	—	0,43*	2,63*	0,51	1,66*	3,25*	—	—	1,55	1,03	0,70	0,99	2,64	0,30	0,29*
P_2O_5 . . .	—	—	—	—	—	0,29	—	—	—	0,10	0,27	—	—	—	—	—
Sa.	100,59	100,08	100,31	100,23	99,91	100,13	100,16	100,00	100,00	100,15	99,91	100,23	101,49	100,65	100,07	100,37
Sp. G. . . .	2,524	2,544	2,507	2,456	—	—	2,29	—	—	2,498	2,742	2,82	2,770	2,72	2,548	2,685

* Glühverlust.

1. Hypersthenandesit. Georgios I. Santorin. Eruption von 1866, dicht.
2. „ Maionisi. Santorin. Eruption von 1866, pechsteinartig, vitrophyrisch.
3. Hypersthenandesitobsidian, schlackig. Thera. Santorin. Ältere Eruption.
4. Hypersthenandesit, vitrophyrisch. Norra Dellen. Blatt Forsmark. Schweden.
5. „ („Trachytandesit"). Tongging. NW.-Ecke des Toba-Sees. Battak-Hochfläche. Central-Sumatra.
6. „ bimssteinartig. Mount Shasta. Californien. — 6a. Glasbasis desselben.
7. Hypersthenandesitbimsstein und 7a. Hypersthenandesit-Asche, gesammelt auf Krakatau; nach Abzug der in H_2O löslichen Stoffe auf 100 berechnet.
8. Hypersthenandesit, vitrophyrisch. Vulkan Singalang. Sumatra.
9. „ Buffalo-Peaks. South Park. Colorado. hyalopilitisch (mit 0,02 Cl).
10. „ Ostufer des Caricocha, Caldera des Mojanda. Ecuador.
11. „ Insel Alborán am Cabo de Gata. Spanien.
12. „ St. Egidi. Steiermark. Hyalopilitisch, glasreich.
13. Augitandesit, hyalopilitisch. Tunguragua. Anden.
14. „ pilotaxitisch. Cerro San Cristobal bei Pachuca, Mexico,

	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	22a.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.
SiO_2	58,04	54,62	59,87	62,04	57,69	58,23	60,98	61,17	66,25	63,08	60,96	58,49	54,90	59,44	55,19	53,29
TiO_2	0,23	Sp.	—	—	0,82	0,50	0,90	—	—	—	1,16	1,66	1,27	—	—	—
Al_2O_3 . . .	17,57	16,96	17,23	20,13	14,48	17,14	17,40	16,87	13,59	14,19	13,93	15,39	16,21	18,97	16,42	18,87
Fe_2O_3 . . .	3,06	4,50	9,96	3,28	4,40	4,18	3,93	2,10	3,11	7,98	1,56	1,09	4,99	5,25	5,20	4,09
FeO	3,34	4,27		1,70	1,71	1,27	0,65	2,94	—	—	3,65	6,77	2,71	1,72	4,28	4,53
MnO	0,38	0,35	—	0,37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	2,70	5,20	0,77	0,52	5,63	3,59	1,92	3,00	0,28	1,23	1,59	2,66	6,15	0,85	2,31	2,47
CaO	7,32	8,56	2,96	4,17	5,42	6,10	5,06	4,86	2,75	4,20	3,98	5,81	7,01	6,85	8,23	5,71
Na_2O	3,86	3,26	6,21	5,47	2,73	3,45	4,02	2,67	2,25	3,47	2,83	3,45	3,24	3,08	2,82	4,07
K_2O	1,21	1,80	2,92	2,69	2,94	2,68	3,20	1,81	4,95	2,09	4,23	1,39	2,19	2,46	3,79	3,66
H_2O	0,73*	0,73*	0,61*	0,11	3,44	2,10	1,60	3,09	5,89	3,45	2,14	2,50	1,66	1,22*	2,26	2,66
P_2O_5	—	—	—	Sp.	0,29	0,19	0,20	—	—	—	0,29	0,30	0,22	—	—	—
Sa.	98,44	100,25	100,53	100,48	99,88	99,57	100,01	98,51	99,07	99,69	99,75	99,63	100,66	99,84	100,50	99,35
Sp. G. . . .	2,734	—	—	2,730	2,673	2,681	2,664	2,543	2,437	2,556	2,625	2,663	2,796	2,65	2,748	2,765

* Glühverlust.

15. Augitandesit (hornblendeführend). Mount Hood. Oregon. U. S. A.
16. „ (mit Olivin). Spitze der Sierra von Mariveles. hyalopilitisch. Luzon.
17. „ hyalopilitisch. Sulphur Island.
18. „ trachytisch. Volvic. Auvergne.
19. Bronzitporphyrit. Petersberg, SW. Braunshausen. Rheinpreussen. (Mit 0,11 CO_2, 0,17 SO_3, 0,05 organ. Substanz.
20. „ mit Olivin. Schlangenfels, östlich Heimbach bei Birkenfeld. Nahethal (mit 0,14 SO_3)
21. „ 200—300 m OSO Stahlhof bei Freisen. Rheinpreussen. (Mit 0,15 SO_3.)
22. „ Carhope on Coquet. Cheviot Hills. Nordengland. — 22a. Glasbasis des Gesteins.
23. Augitporphyritpechstein. Weiselberg bei St. Wendel. Rheinpreussen. Typus Weiselbergit.
24. Augitporphyrit. Hohe Rech bei Oberkirchen. Rheinpreussen. (Mit 0,16 SO_3, 3,27 CO_2.)
25. „ glasreich, hyalopilitisch. Himmelsköpfchen bei Niederbrombach. (Rheinpreussen. (Mit 0,12 SO_3.)
26. „ mit Olivin. Berg Langenbach bei Freisen. Rheinpreussen. (Mit 0,11 SO_3.)
27. „ Kaufbach. Sachsen. (Mit etwas Hornblende und rhombischem Pyroxen, hyalopilitisch.)
28. Labradorporphyrit, braun. Linke Seite des Rimbachthales bei Gebweiler. Vogesen.
29. „ grün. Barnabasbrücke bei Murbach. Vogesen.

Europa unter den älteren und jüngeren Eruptivmassen des Archipels von Santorin (Analyse 1—3) bis zur Eruption von 1866, auf Methana und Aegina, in den ungarisch-siebenbürgischen Eruptivcentren der Gegend nördlich von Budapest (bei Glan), um Schemnitz und Kremnitz, in der Matra im Osten über Eperies und Kaschau, Ungvar, Munkacs, Nagy Banya, Ohlaposbanya, Hargitta-Gebirge den ganzen Karpathenrand entlang bis nördlich von Kronstadt, vergesellschaftet mit Daciten, Glimmer- und Hornblendeandesiten einerseits und mehrfach als jünger nachgewiesen denn diese, mit Augitandesiten andererseits, im Smrkouz-Gebirge (St. Egidi, Analyse 12) in Steiermark, in der Auvergne, am Cabo de Gata, bei Carthagena (mit Cordierit und Granat) und auf der Insel Alborán (Anal. 11). — Grosse Verbreitung haben sie im Washoe-District in Nevada, in Colorado (Anal. 9), in Californien (Anal. 6), Mexico und in der ganzen Anden-Kette beider amerikanischer Continente; — im Sunda-Archipel (Java, Sumatra, Anal. 5 und 8), wie auch die Ausbruchsmassen von Krakatao im Jahre 1883 hierher gehören (Anal. 7 und 7a), auf den Philippinen, in Japan, Kamtschatka, im Caucasus, Kleinasien, Persien, in Auckland, Neu-Seeland u. s. w.

Ununterscheidbar von den Hypersthenandesiten sind die Bronzit- oder Hypersthenporphyrite. Dieselben treten in grosser Verbreitung in dem permischen Grenzlager des Saar-Nahe-Gebietes (Steinerne Mann bei Wolfstein, Gegend von Lichtenberg und Baumholder, Dreisbach, Mettweiler, Welschberg, Namborn u. s. w., Analyse 19—22), im Rothliegenden Thüringens (Gegend von Ilmenau), gangförmig im Harz (bei Wernigerode und Elbingerode) in Gesellschaft von Glimmer- und Hornblendeporphyriten, in England als Decke discordant über silurischer Grauwacke und überlagert von untercarbonischen Schichten in den Cheviot Hills an der schottischen Grenze (Analyse 22), ferner in den Pentland-, Ochil- und Sidlow-Hills der Eruptivperiode des lower old red angehörig, in den Breidden Hills zwischen Shrewsbury und Welshpool in Verbindung mit cambrischen Schiefern, bei Klausen in Tirol in Verbindung mit den Glimmer- und Hypersthendioriten, bei Recoaro in der alpinen Trias u. s. w. auf. Rein glasige Ausbildungen sind von den Bronzitporphyriten nicht bekannt.

§ 242. Die Augitandesite und Augitporphyrite entwickeln sich ganz allmählig durch Zurücktreten des rhombischen Pyroxens, an dessen Stelle vorwiegend der Augit, gelegentlich auch etwas Olivin tritt, aus der vorhergehenden Abtheilung, mit der sie dieselbe Structur und sehr nahezu denselben chemischen Bestand gemein haben und die sie fast allenthalben begleiten. Die Analysen 13—18 zeigen dieselben Grenzen und Variationen der Bestandtheile, wie in den

übrigen Andesiten, die Analysen 23—27 wiederholen dieselben Verhältnisse bei den Porphyriten. Ebenso lassen Analysen 17 und 18 erkennen, dass es auch hier Gesteine giebt, welche die mineralogische Zusammensetzung (im weiteren Sinne) der Augitandesite besitzen, aber in andere Reihen gehören. Hier sind es offenbar Typen, welche die phonolithoiden Trachyte mit den Trachydoleriten verknüpfen, nicht unähnlich dem Arso-Typus unter den Trachyten. — Die Verbreitung ist wesentlich dieselbe, wie bei den Hypersthenandesiten.

§ 243. Die palaeovulkanischen Augitporphyrite, welche man als Weiselbergite nach einem glasreichen Vorkommen vom Weiselberg bei St. Wendel (Analyse 23) bezeichnet hat, treten im Grenzlager des Saar-Nahe-Gebietes (Analyse 23—26), im Rothliegenden des südlichen Harzrandes bei Ilfeld, in Thüringen, im Flechtinger-Neuhaldenslebener Höhenzuge, NW. Magdeburg, in Sachsen (Analyse 27), in stark dynamometamorpher Facies in der Glarner Doppelfalte, zumal im Bereich des Gnandstocks (Kärpf-Melaphyr der Schweizer Geologie) u. s. w. auf. Sie schliessen sich vollständig den normalen Augitandesiten an.

Labradorporphyrit nennt man ein Lagergestein im Culm der Südvogesen aus der Gegend von Gebweiler, Giromagny, Le Puix, Belfahy (Hte. Saône), welches in einer dichten grünlichen oder bräunlichen Grundmasse im frischen Zustande wasserhelle und glasige, im unfrischen grünliche und wachsglänzende, oft recht grosse und reichliche Einsprenglinge von Labrador neben spärlichen grünen Augiten und selten accessorisch etwas basaltische Hornblende und aus Olivin hervorgegangene Serpentinkörner erkennen lässt. Die Grundmasse ist bald holokrystallin, wesentlich aus einem saureren Plagioklas und Orthoklas mit Augit aufgebaut, bald hypokrystallin mit wechselnden Mengen eines hellbräunlichen oder gelblichen Glases. Dieses bedingt die gelegentliche Mandelbildung. Die starke Annäherung an den Melaphyrtypus giebt sich durch gelegentliche Anklänge an eine diabasische Structur der Grundmasse kund. An diese Gesteine (Analyse 28 und 29, S. 311) knüpfte sich zuerst der Name Melaphyr. — Dieselben Gesteine treten gangförmig im Harz, lagerartig im Gneissphyllit des Gebiets der Zwölferspitz u. s. w. auf. — Auch der prächtige Porfido verde antico von Marathonisi im Eurotas-Thale (Peloponnes) gehört hierher. — Dieser Typus verläuft allmählig in porphyrische Formen der Diabase, die man Diabasporphyrite genannt hat. — In manchen Gebieten (Cross-Fell in Nordengland, Breidden Hills in Süd-Shropshire, Australien) nehmen die Labradorporphyrite Bronzit auf und schliessen sich vielleicht an den Bronzitporphyrit an. Doch be-

darf das noch der Bestätigung durch die Analyse, da es auch bronzitführende Melaphyre giebt.

§ 244. Verit (OSANN) bildet einen 8 km langen Strom zwischen Vera und Garrucha im Gebiet des Cabo de Gata als jüngster postpliocäner Erguss dieser Gegend. Es ist ein, wenn frisch, schwarzes und pechglänzendes, wenn unfrisch, bräunliches und lithoides Gestein, in dessen mandelsteinartiger Grundmasse Einsprenglinge von Biotit und Olivin liegen. Die Pechsteinbasis enthält eine jüngere mikrolithische Generation von Biotit und Diopsid. Feldspath tritt nur sehr vereinzelt auf, die Mandeln sind mit Carbonaten erfüllt. Die Analyse 1, unten, zeigt einen andesitischen Charakter mit deutlichem Anklang an lamprophyrische Natur, worauf auch die Wiederkehr der Biotitbildung hinweist. Verwandte Gesteine treten in schmalen Gängen im Glimmerandesit des Ravin de Lusclade im Mont Dore auf[1]. — Ähnliche Züge zeigt der Glimmertrachyt von Monte Catini und gewisse Vorkommnisse vom Monte Amiata. Chemisch haben auch die Orendite manches Verwandte. Solche Bildungen deuten auf späte Spaltungsvorgänge in effusiven Magmen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO_2	55,17	53,92	54,44	50,87	59,66	52,83	60,00
Al_2O_3	13,49	17,98	12,90	21,98	15,51	17,67	19,01
Fe_2O_3	3,10	—	7,08	5,86	3,76	7,50	3,20
FeO	3,55	4,88	—	5,09	5,40	1,68	0,68
MnO	0,39	—	—	1,45	1,40	—	Sp.
MgO	8,55	4,57	12,75	1,38	3,67	2,47	1,28
CaO	3,15	7,59	5,12	9,12	6,56	7,35	4,10
Na_2O	4,43	3,92	2,06	2,85	2,50	6,61	6,97
K_2O	1,09	1,14	0,35	0,22	1,08	2,52	2,79
H_2O	4,27	4,64	5,54	0,43	—	2,32*	4,30*
P_2O_5	—	—	—	—	0,18	—	—
Sa.	100,46	98,64	100,24	99,24	100,31	100,95	102,33
Sp. G.	—	—	2,75	—	—	2,80	2,51—2,59

* Glühverlust.

1. Verit. Strasse Vera—Almeria. Cabo de Gata. Südspanien. (Mit 3,27 CO_2, welche vorwiegend aus Mandel-Carbonaten stammt.)
2. Sanukit (Boninit). Peel Island.
3. „ Mijanoura auf Chichishima. Japan.
4. Mijakit. Mijakeshima. Japan.
5. „ Yugetayama. Bandai. Japan. (Mit 0,59 S.)
6. Carmeloit. Sunium Point. Carmelo-Bucht. Californien. Fast holokrystallin.
7. „ Carmelo Lagune. „ „ Sehr glasreich.

[1] Ob ein von R. ADÁN DE YARZA unter dem Namen Fortunit beschriebenes tertiäres, fast schwarzes Eruptivgestein von Fortuna in der Provinz Murcia hierher oder zum Orendit gehöre, ist wegen mangelnder Analyse nicht zu entscheiden. Dasselbe enthält in einer vorherrschenden glasigen Basis mit Mikrolithen von Phlogopit und Säulchen eines unbestimmbaren, stark doppelbrechenden Minerals Einsprenglinge von Phlogopit und Olivin (Neues Jahrb. f Min. Geol. u. Pal. 1897. II. 810 Ref.).

S a n u k i t (WEINSCHENK), ident mit Boninit (JOH. PETERSEN) ist ein feldspathfreier bis sehr feldspatharmer, vitrophyrischer Hypersthenandesit mit gelegentlichem accessorischem Granat, welcher in den japanischen Provinzen Sanuki und Kawashi, sowie auf den Bonin-Inseln (japanisch Chichishima) eine gewisse Verbreitung hat. Analyse 2, S. 314, stellt eine normale andesitische Mischung, Analyse 3 eine solche mit lamprophyrischem Charakter dar. Das niedrige specifische Gewicht erklärt sich durch die Glasbasis.

M i j a k i t (JOH. PETERSEN) ist ein mattrothbraunes augitandesitisches Gestein der japanischen Insel Mijakeshima, dessen hoher MnO-Gehalt (Analyse 4, S. 314) auf einen Manganpyroxen bezogen wird, also vielleicht ein Manganaugit-Andesit. Denselben MnO-Gehalt zeigt auch der Hypersthenandesit von der furchtbaren Explosion des Bandai-San im District Yama der nordjapanischen Provinz Iwashiro vom 15. Juli 1888 (Analyse 5).

C a r m e l o i t (A. C. LAWSON) ist ein Augitandesit, dessen accessorischer Olivin in Iddingsit umgewandelt ist (Analyse 6 und 7).

§ 245. Wie in den Tiefengesteinen die sogen. älteren basischen Concretionen Aufschluss geben über die frühesten Krystallisationsvorgänge im Magma, so finden sich auch in allen Familien der Ergussgesteine gelegentlich ä l t e r e A u s s c h e i d u n g e n von wechselnder Grösse, erbsengross bis über kopfgross, ja mit Dimensionen über Cubikmeter, welche den Vorgang der krystallinen Verfestigung hell beleuchten. Wie bei fortschreitender Krystallisation im Magma die Krystallisationsrückstände immer saurer, d. h. reicher an SiO_2 und Alkalien, ärmer an den Oxyden RO werden, so müssen die ältesten Krystallisationen umgekehrt in ihrer Gesammtheit, wo sie nach Art eines Gesteins auftreten, ärmer an SiO_2 und Alkalien und reicher an Oxyden von Fe, Mg und Ca sein. Das zeigt ein Vergleich der als „Anorthitlava-Blöcke“ bezeichneten älteren Ausscheidungen in der Santoriner Lava von 1866 in der Analyse 1, S. 316, mit Analyse 1 und 2, S. 310. Die Structur solcher älterer Ausscheidungen, welche wie Fremdlinge (Einschlüsse) aussehen, ist natürlich eine hypidiomorphkörnige und miarolitische. Analyse 2—4, S. 316, geben die Zusammensetzung der Hauptgemengtheile.

§ 246. Als Q u a r z p r o p y l i t und P r o p y l i t (F. v. RICHTHOFEN) bezeichnet man eine grünsteinähnliche Facies von dacitischen und andesitischen Gesteinen, welche fast immer dort sich findet, wo dieselben Erzbringer gewesen sind. Der Name Propylit entsprang der Annahme, dass diese Gesteine, wie an manchen Orten der Fall ist, allenthalben die ältesten tertiären Eruptivgesteine seien und gewissermaassen nach langer vulkanischer Ruhe während der mesozoischen Epochen die eruptiven Vorgänge wieder eröffneten. Der Name „Grünsteintrachyt“ ist ein älteres Synonym. Solche propylitische Facies sind verbreitet in Ungarn und Siebenbürgen, am Ostabfall der Sierra Nevada, im Washoe-District, auf dem Hochlande von Mexico,

	1.	2.	3.	4.
SiO_2	51,62	52,61	44,81	38,15
Al_2O_3	18,18	6,70	36,02	—
Fe_2O_3	10,35	—	—	—
FeO		15,05	Sp.	22,42
MnO	0,11	0,23	—	—
MgO	4,82	5,22	0,59	39,05
CaO	11,89	20,47	18,01	—
Na_2O	2,59	—	0,49	—
K_2O	0,59	—		—
Sa.	100,15	100,28	99,92	99,62
Sp. G.	2,840	—	—	—

1. Anorthitlava-Block. Einschluss in der Lava von 1866. Maionisi. Santorin.
2. Augit aus dieser Anorthitlava.
3. Anorthit aus derselben.
4. Olivin aus derselben.

in den südamerikanischen Anden u. s. w. Das Eigenthümliche der propylitischen Facies liegt in dem Verlust des glasigen Habitus der Feldspäthe, in der chloritischen Umwandlung der Hornblende, des Biotits und der Pyroxene (bei diesen oft mit einem uralitischen Zwischenstadium) unter gleichzeitiger Entwicklung von Epidot, in dem Übergange der normalandesitischen Grundmasse in holokrystallinkörnige Aggregate von Feldspath, Quarz, Chlorit, Epidot und Calcit und einer oft beträchtlichen Imprägnation mit Kiesen. Die Imprägnation mit Kiesen deutet auf thermale Vorgänge als gemeinschaftliche Ursache der Erzführung und der Umwandlung der Gesteine, welche von der Kiesführung abgesehen auch bei normaler Verwitterung oft ähnliche Wege einschlägt. Analyse 1 und 2, unten, geben die Zusammensetzung derartiger Gesteine. — Die propylitische Umwandlung kehrt mit gewissen Modificationen auch bei Trachyten und Lipariten wieder, wie sie auch basischeren Gesteinen der Basalt-, Melaphyr- und Diabas-Familie nicht fremd ist.

	1.	2.
SiO_2	66,34	64,62
Al_2O_3	14,80	11,70
Fe_2O_3	4,07	—
FeO	—	8,39
MgO	0,92	1,18
CaO	2,99	8,96
Na_2O	5,16	3,13
K_2O	3.19	1,95
H_2O	3,30	1,02
Sa.	100,81	100,95

1. Quarzpropylit. Golconda. Washoe.
2. Quarzfreier Propylit. Sheep Coral Cañon. Virginia Range. Washoe.

§ 247. Die Dacite und Andesite, sowie die Quarzporphyrite und Porphyrite werden an zahllosen Orten von Tuffen der verschiedenen Ausbildungsformen begleitet, die § 217 beim Liparit und Quarzporphyr angegeben wurden.

Die Familie der Basalte, Melaphyre und Diabase.

§ 248. Die Basalte, Melaphyre und Diabase[1] umfassen die nicht selten auch intrusiv vorkommenden Ergussgesteine der gabbroiden Magmen in ihrer Gesammtheit. Die Abtrennung von den basischeren Gliedern der Andesite und Porphyrite, insbesondere von den Augitandesiten und -Porphyriten, ist eine sehr schwierige, da die allmähligsten Übergänge nach chemischem und Mineralbestand, sowie nach Structur und Habitus vorhanden sind. Bezeichnend ist im Allgemeinen die zunehmende Bedeutung des Pyroxens (Augit), meistens in Begleitung von Olivin und stets von reichlichem Eisenerz gegenüber den Feldspäthen, der im Allgemeinen basischere Charakter dieser und das Auftreten gewisser Structurformen (Intersertalstructur), welche bei den Andesiten und Porphyriten nur ausnahmsweise vorkommen. Der Kieselsäuregehalt schwankt um 50 % und geht nur wenig über diese Grenze hinauf und hinunter. Die Gesteine sind durchweg dunkelfarbig, schwarz bis schwärzlichgrau so lange sie frisch sind; die Verwitterung färbt sie grün (durch Chloritbildung) oder braun (durch Eisenhydroxyde). Secundärer Gehalt an Carbonaten ist sehr verbreitet, das Eigengewicht ist hoch und bewegt sich meistens zwischen 2,9 und 3,1. — Basalte heissen die tertiären und recenten Gesteine dieser Familie, Melaphyre die meistens carbonischen oder permischen, Diabase die älter palaeozoischen; doch hat sich die Altersunterscheidung zwischen Melaphyr und Diabas in den letzten Jahrzehnten mehr verwischt, so dass man von Mesodiabasen u. s. w. gesprochen hat. — Der Umstand, dass die deutschen Diabase im geschieferten Gebirge liegen, hat ihnen einen

[1] Die schon im Alterthum für schwarze äthiopische Gesteine gebrauchte Bezeichnung Basaltes wurde von AGRICOLA zuerst auf sächsische Basalte übertragen; — der Name Melaphyr wurde von ALEX. BRONGNIART geschaffen und für Gesteine verwandt, die wir heute z. Th. Labradorporphyrite nennen; L. VON BUCH übertrug ihn nach Deutschland, wo er nach und nach zur Bezeichnung aller dunkelfarbigen Ergussgesteine im Carbon und Perm diente; nach mehrfachen verunglückten Versuchen, ihn auf ein bestimmtes Mineralgemenge zu fixiren, scheint er sich allmählig an die vortertiären Basalte zu binden. — Der Name Diabas wurde von AL. BRONGNIART für die „Grünsteine“ der deutschen Geologie vorgeschlagen, von HAUY durch den Namen Diorit ersetzt, bis HAUSMANN ihn von Diorit schied und in seiner jetzigen Bedeutung feststellte.

vom normalen Basalt- und Melaphyrtypus abweichenden Charakter aufgedrückt und ihre scharfe Abtrennung von diesem bedingt; — wo die Diabase, wie z. B. im südlichen Schweden, in ungefaltetem Silur auftreten, zeigen sie anch den normalen Basalt- und Melaphyrtypus. Der häufig abweichende Habitus der Diabase, ihre ausserordentliche Verbreitung im geschieferten Gebirge und ihre daherrührende hohe Bedeutung für das krystalline Schiefergebirge rechtfertigen eine gesonderte Behandlung.

§ 249. Basalte und Melaphyre sind theils deutlich, theils versteckt porphyrische, theils sehr nahezu bis völlig körnige Gesteine, welche bei dunkler bis schwarzer Farbe, meist glanzlos lithoidem Aussehen und mittelkörnigem bis völlig dichtem Gefüge wesentlich durch die Combination eines basischen Kalknatronfeldspaths mit Augit charakterisirt sind. Es giebt häufigere olivinhaltige und seltenere olivinfreie bis sehr olivinarme Typen. Nebengemengtheile sind reichliches Eisenerz und Apatit. — Auf bestimmte Untergruppen beschränkt sind rhombische Pyroxene, Hornblende, Quarz, Graphit, ged. Eisen. — Verbreitet in kleinen Mengen ist Biotit. Von Übergemengtheilen sind Spinellide ziemlich allgemein vorhanden. — Wenn die Structur deutlich porphyrisch ist, heben sich mit Vorliebe der Olivin und Augit, und wo Hornblende vorhanden ist, diese, weniger häufig der Feldspath einsprenglingsartig ab. Auch das Eisenerz tritt gelegentlich einsprenglingsartig hervor.

Wo der Feldspath in zwei deutlich verschiedenen Generationen vorkommt. gehören die fast stets nach M dünntafelförmigen Einsprenglinge basischen Reihen, dem Labrador, Bytownit und Anorthit, die meist nach der Kante P/M gestreckten Feldspäthe der Grundmasse einer saureren Mischung an. Wo nur eine Generation von Feldspäthen auftritt, kommen die verschiedensten Mischungen vom basischen Oligoklas bis zum Anorthit vor. Die Form ist theils tafelförmig nach M, theils leistenförmig nach der Kante P/M, theils angenähert isometrisch, der Habitus ist durchweg glasig und wird erst durch Verwitterung derbe. Schalenbau fällt weniger auf, als in den Andesiten und Porphyriten. — Alkalifeldspath (Orthoklas) ist nur in Grenztypen gegen die Andesite und Porphyrite hin sicher nachgewiesen. — Der Augit erscheint ebenfalls z. Th. in zwei deutlich gesonderten Generationen, theils nur in einer einzigen. Die Einsprenglinge dieses Minerals sind idiomorph in der Gestalt des basaltischen Augits mit gedrungener achtseitiger Säule und der positiven Grundpyramide, idiomorph oder in eckigen Körnern als Grundmassegemengtheil, meistens allotriomorph, wo er nur in einer Generation erscheint. Neben der Spaltung nach dem Prisma kommt solche nach der Querfläche, seltener auch nach der Endfläche oder der Längsfläche vor. Schwarz im auffallenden Lichte, ist er bald grün, bald röthlich bis bräunlich, selten gelb oder fast farblos im durchfallenden Lichte. Nach der chemischen Zusammensetzung kennt man Pyroxene

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
SiO_2	50,21	53,08	51,86	47,38	49,01	51,19	50,04	48,74	44,13	54,52	40,15	40,14	41,35	—	—	49,94	4,61
TiO_2	—	—	—	—	—	0,72	2,35	3,35	2,66	—	5,21	4,26	4,97	45,03	—	3,82	—
Al_2O_3	3,24	1,44	1,56	5,52	5,09	6,14	5,66	2,82	7,45	—	14,34	14,30	13,48	—	45,3	8,87	49,97
Cr_2O_3	—	—	0,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,0	—	—
Fe_2O_3	—	—	2,44	3,85	3,77	2,40	5,84	—	7,73	—	7,80	6,27	5,14	11,18	—	} 21,96	19,87
FeO	17,40	6,05	3,46	7,89	7,74	7,94	7,20	12,36	7,02	10,61	4,53	7,07	10,33	42,59	16,8		—
MnO	—	—	—	0,10	—	0,50	1,44	—	—	—	—	0,21	—	—	—	—	—
MgO	14,05	17,05	17,40	15,26	14,55	16,91	14,52	15,27	10,64	34,05	13,14	11,62	11,44	1,89	18,9	2,22	Sp.
CaO	13,92	22,34	22,15	19,10	20,01	14,56	13,47	16,55	20,46	0,57	11,75	12,00	10,93	—	—	0,21	0,58
Na_2O	—	—	—	—	—	0,72	0,39	—	0,90	—	2,31	2,22	2,10	—	—	0,11	—
K_2O	—	—	—	—	—	0,28	0,25	—	—	—	1,14	1,35	0,62	—	—	0,21	—
H_2O	—	—	0,12	0,43	—	—	—	0,10	1,00	—	—	—	0,48	—	—	12,66	24,54
Sa.	98,82	99,96	99,72	99,53	100,17	101,36	101,16	99,19	101,99	99,75	100,37	99,44	100,84	100,69	100,0	100,00	99,57
Sp. G.	—	—	3,313	3,376	—	—	3,465	3,382	—	—	3,27	3,247	3,25	—	—	—	—

1. Augit diallagähnlich. c : c = 40° etwa. Kolter. Färöer. Aus olivinfreiem Basalt.
2. Diopsid aus Olivinfels im Basalt vom Ahornberg. NW. Deutsch-Einsiedel. Lausitz. (Die Thonerde ist Cr_2O_3-haltig und rührt von Picotit-Einschlüssen her.)
3. Chromdiopsid aus Basaltschutt. Jan Mayen Diallagähnlich.
4. Augit Monti Rossi am Aetna.
5. „ aus Melaphyr. Bufaure-Berg. Fassathal.
6. „ aus olivinarmem Dolerit. Ovifak. Grönland.
7. „ aus olivinfreiem Dolerit. Taufstein am Frauenberg. Breitfirst.
8. „ bräunlich, Aus Dolerit von Londorf. Hessen.
9. „ aus „Hornblendediabas“ von Gräveneck bei Weilburg.
10. Bronzit aus Olivinfels im Basalt vom Ahornberg. NW. Deutsch-Einsiedeln. Lausitz.
11. Hornblende aus Tuff (?) von Hornblendebasalt. Härtlingen. Nassau.
12. Hornblende aus Basalttuff. Hoheberg zwischen Altenbuseck und Grossenbuseck bei Giessen.
13. Hornblende aus „Hornblendediabas“ von Gräveneck bei Weilburg.
14. Ilmenit aus olivinfreiem Dolerit. Taufstein am Frauenberg. Breitfirst.
15. Picotit aus Olivinfels im Basalt vom Ahornberg. NW. Deutsch-Einsiedel. Lausitz.
16. Palagonitähnliches Zersetzungsproduct der Schlackenkruste des Londorfer Basaltstromes. (Anal. 9, S. 322).
17. Beauxit als Verwitterungsproduct des Basaltes, dessen Structur erhalten blieb. Garbenteich bei Giessen.

von diopsidischem Charakter (Analyse 1 und 2), z. Th. mit kleinem Chromgehalte (Analyse 3), aber vorwiegend sesquioxydreichere basaltische Augite (Analyse 4—6), und Titanaugite (Analyse 7—9), sowie Mischungen dieser. Daher rührt wohl die besonders bei den Einsprenglingen verbreitete Schalen- und Sanduhrstructur. — Bronzit ist allgemein in den sogen. Olivinfelseinschlüssen (Analyse 10) der Basalte, als eigentlicher Gesteinsgemengtheil nur in einer kleinen Gruppe vorhanden, wo an seine Stelle auch Hypersthen tritt. — Basaltische Hornblende von sehr basischem Charakter (Analyse 11—13) in meistens auffallend grossen Einsprenglingen von hohem Glanze und sammetschwarzer Farbe, mit starker Kantenrundung und evidenten Resorptionsphänomenen, ist für eine Unterabtheilung der Basalte charakteristisch und tritt vereinzelt hie und da in normalen Basalten und Melaphyren, besonders oft aber in deren Tuffen auf. Als jüngere Bildung kommt sie hie und da im Contact gegen das Nebengestein vor. — Biotit in lappigen Blättchen heftet sich gern an die Eisenerze oder umrandet diese. — Olivin tritt am häufigsten als Einsprengling hervor und bildet nur selten in einer jüngeren Generation einen Grundmassegemengtheil. Er ist bald idiomorph, öfter noch durch magmatische Corrosion gerundet; sein hoher Glasglanz, die nicht immer sehr deutliche Spaltbarkeit, die meistens grünliche, sehr oft auch durch randliche Ausscheidung von Eisenoxyd rothe Farbe kennzeichnen ihn gut. Er ist vorwiegend der Wirth des Picotits (Analyse 15), den man in den sogen. Olivinfelseinschlüssen schon mit blossem Auge erkennt. Bezeichnend für Olivin ist die leichte Umwandlung in grünen fasrigen Serpentin, oder gelblichen bis rothen, blättrigen Iddingsit unter starker Abnahme seiner Härte. — Als Eisenerz erscheint der Magnetit, oft titanhaltig, in Oktaëdern, seltener in rundlich-eckigen Körnern, und der Ilmenit (Analyse 14) in dünnen Tafeln mit schmalen Rhomboëderflächen, bisweilen auch in der durchsichtigen Form des Titaneisenglimmers und in gesetzmässiger Verwachsung mit Olivin. Der Titangehalt des Magnetits und Ilmenits kennzeichnet sich bei Verwitterung durch eine weisslichgraue bis gelbliche Hülle von derbem Titanit (Leukoxen).

In sehr vielen Basalten treten nuss- bis über kopfgrosse, mittel- bis grobkörnige gesteinsartige Gemenge von hellgrünem Olivin, gelbem bis bräunlichem Bronzit, smaragdgrünem Diopsid (Chromdiopsid) und schwärzlich-braunem Picotit, d. h. also Massen von der Zusammensetzung der Lherzolithe oder Olivinfelse auf. Sie wurden früher vielfach, z. Th. auch heute noch für fremde Einschlüsse aus der Tiefe gehalten, für Bruchstücke einer Olivinfels-Schale im Innern der Erde und danach Olivinfelseinschlüsse genannt. Sie dürften nur die älteste Krystallisation aus dem Basaltmagma darstellen, wie solche in allen Gesteinen natürlich von jeweils anderem stofflichen Bestande vorkommen. Man hat beobachtet, dass sie mit Vorliebe in kleinen Basaltkuppen und schmalen Gängen vorkommen, wohl weil sie hier infolge der rascheren Verfestigung der Magmen einer Resorption entgingen. Das könnte vielleicht ihre grössere Seltenheit in den Melaphyren erklären.

Die Grundmasse der Basalte ist oft ein holokrystallines Gemenge von Plagioklas, Augit und Eisenerz in zweiter Generation; in anderen Fällen gesellt sich dazu eine meistens bräunliche Glasbasis, mit mancherlei globulitischen und krystallitischen Gebilden entweder als allgemein vertheilter Kitt oder zwischen die grösseren Gemengtheile in eckigen Zwickeln eingeklemmt (Mesostasis, Zwischenklemmungsmasse); seltener bildet eine Glasbasis den Hauptbestand der Grundmasse.

Die chemische Natur der Basalte erhellt aus den Analysen 1—23, S. 322—323. Die höchsten SiO_2-Gehalte schliessen sich unmittelbar an diejenigen der Andesite und Porphyrite an; dann sinkt SiO_2 bis auf fast 40%; der Vergleich mit den chemisch äquivalenten Gabbrogesteinen zeigt also, dass die bei den früher besprochenen Gesteinsfamilien hervorgehobenen Unterschiede zwischen den abyssischen und effusiven Gesteinsformen derselben Magmengruppe hier verschwinden. Der fast allenthalben analytisch festgestellte Gehalt an TiO_2 gehört dem Ilmenit und Augit an; der zwischen etwa 10 und 18% schwankende, bis zu 20% steigende Gehalt an Al_2O_3 ist wesentlich durch die relativen Mengen von Felspath einerseits, Pyroxen und Olivin andererseits bedingt. Sehr auffällig ist der mit sinkender SiO_2 von etwa 10% bis zu 25% steigende Gehalt an Eisenoxyden. Dieser in Verbindung mit dem hohen Gehalt an MgO und CaO gegenüber dem stark zurücktretenden Gehalt an Alkalien liefert den charakteristischen Zug gegenüber den andesitisch-porphyritischen Gesteinen. Die Vorherrschaft des Na_2O über K_2O ist allenthalben deutlich. Der H_2O-Gehalt dürfte fast durchweg secundär sein; doch beweist der Vergleich von 9a mit 9b und 9c ebenso wie Analyse 20—22 einen z. Th. nicht ganz unbeträchtlichen Wassergehalt der glasigen Gesteinbasis. Dass diese bemerklich die Eigenschwere der Gesteine beeinflusst, beweist das specifische Gewicht bei Analyse 6 und besonders 20—22. Das Fehlen oder Vorhandensein von Olivin ist nicht eine Folge der chemischen Zusammensetzung des Magmas, wie der Vergleich der Analyse 4 und 8 mit 6 und 10 ergiebt, sondern seiner Krystallisationsbedingungen, insbesondere wohl der rascheren oder langsameren Verfestigung und demzufolge verminderter oder verlängerter Resorptionsdauer. Analyse 9c gegenüber 9a zeigt den höheren Gehalt der glasigen Krystallisationsrückstände (Basis) an SiO_2 gegenüber dem Gesammtgestein während die bei den saureren Gesteinen hervorgehobenen Unterschiede hier kaum hervortreten, so im Gehalt an den Oxyden RO und R_2O.

Dass die Melaphyre denselben chemischen Charakter besitzen, wie die Basalte, lehrt der Vergleich der Tabelle S. 325 mit S. 322; doch muss hervorgehoben werden, dass der hohe Eisengehalt der Basalte nur in vereinzelten Fällen erreicht wird; die sehr SiO_2-armen Melaphyre sind bisher nur in vereinzelten Vorkommnissen Gegenstand analytischer Untersuchungen gewesen.

Die Verwitterung der Basalte und Melaphyre liefert in den Anfangsstadien neben vielen Carbonaten Chlorit und Serpentin nebst thonigen Substanzen und Eisenhydroxyden; in den letzten Stadien führt sie zu einem Gemenge von Kieselsäure und Thoneisenstein von

	1.	2.	3.	4.	5.	5a.	6.	7.	8.	9a.	9b.	9c.	10.
SiO_2 . . .	49,67	54,39	50,21	51,69	48,04	44,94	49,27	52,60	52,21	49,08	53,52	55,15	52,38
TiO_2 . . .	1,50	—	—	1,51	0,39	—	—	0,57	1,36	1,82	1,84	2,05	1,22
Al_2O_3 . .	18,57	10,09	14,24	15,72	13,13	22,20	18,54	14,17	14,62	13,43	13,56	15,37	18,79
Fe_2O_3 . .	7,79	7,07	—	3,25	6,89	—	6,98	11,38	10,77	6,49	4,93	4,66	2,88
FeO . .	7,21	5,79	11,90	6,80	11,14	9,45	5,62	—	3,20	5,92	6,61	5,73	4,90
MnO . .	Sp.	—	—	Sp.	0,11	—	—	—	—	—	—	—	0,18
MgO . . .	5,53	6,49	8,67	4,85	5,17	4,98	3,76	6,37	5,02	9,58	7,37	4,20	4,91
CaO . . .	12,37	8,89	7,84	9,38	10,87	11,01	10,38	9,17	8,72	8,92	7,39	7,62	7,70
Na_2O . .	1,57	4,16	3,92	3,90	2,83	1,86	3,45	2,90	1,77	3,42	3,22	3,45	3,99
K_2O . . .	1,20	2,17	0,66	1,05	0,06	0,06	2,22	1,06	0,55	1,00	0,68	0,74	1,76
H_2O . . .	0,15	0,57	2,01	1,42	—	—	—	2,08	0,09	0,32	1,03	0,80	0,53
P_2O_5 . . .	—	—	—	—	0,07	—	—	—	0,52	0,51	—	—	0,56
Sa. . . .	100,56	99,62	99,45	100,44	100,72	99,47	100,36	100,30	99,02	100,49	100,15	99,77	99,91
Sp. G. . .	2,958	2,852	2,791	2,981	3,037—3,01	2,927	2,738	—	2,89	—	—	—	—

1. Basaltlava des Hekla. Thjorsá.
2. Dolerit. Westliches Plateau. Branshohl. Meissner. Hessen.
3. Anamesit. Steinheim bei Hanau. Unteres Mainthal.
4. Basalt, olivinarm bis olivinfrei. Dietesheim. Unteres Mainthal. (Mit 0,87 CO_2.)
5. „ Ovifak. Disko. Grönland. (Mit 0,98 S, 0,79 C, 0,25 H (?), Spur Cl.)

5a. Anorthitfels daraus, mit Spinell und Graphit, sowie ged. Eisen. (Mit 1,11 Fe, 0,20 Cl, 3,35 C, 0,31 H (?), Spuren von S und Cu. Bildet kugelige Massen in 5.)

6. Aetnalava vom 30. Januar 1865. Lingua grossa. (Mit 0,14 Cl.)
7. Basalt. Reichshofen. Elsass.
8. Dolerit, olivinfrei. Taufstein am Frauenberg. Breitfirst. (Mit 0,19 CO_2.)

9a. „ Londorf. Provinz Hessen. — 9b. Schlackenkruste des Stroms, vitrophyrisch. — 9c. Glasbasis darin.

10. Basalt. Rio Grande Cañon. Neu-Mexico. U. S. A. (Mit 0,11 BaO.)

	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.
SiO_2 . . .	53,91	57,25	51,57	43,63	42,75	40,56	42,68	41,01	44,77	53,81	51,12	55,74	54,28
TiO_2 . . .	0,52	0,60	1,43	Sp.	2,13	1,34	0,51	0,48	0,58	2,01	—	—	—
Al_2O_3 . .	17,95	16,45	17,72	14,14	17,24	15,92	9,42	11,58	17,82	13,48	10,09	12,40	14,83
Fe_2O_3 . .	2,21	1,67	6,24	7,72	8,10	7,12	11,55	12,54	5,05	3,02	5,35	13,35	14,73
FeO . . .	4,80	4,72	1,78	4,96	5,88	7,03	7,23	7,60	6,95	7,39	8,59		—
MnO . .	0,10	0,10	0,45	—	—	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—
MgO . .	5,52	6,74	4,91	9,73	6,17	10,86	10,09	8,67	8,22	6,46	9,68	5,92	3,65
CaO . .	10,40	7,65	8,82	11,83	11,14	12,38	13,15	12,20	10,36	10,34	9,72	7,28	7,02
Na_2O . .	2,90	3,00	3,59	2,84	4,21	2,40	2,71	2,57	2,13	3,23	3,38	3,88	4,22
K_2O . . .	1,34	1,57	1,99	1,45	2,48	1,09	1,16	1,45	0,92	0,64	0,56	0,60	1,27
H_2O . . .	0,20	0,40	0,64	3,22	1,06	1,00	1,06	1,87	2,64	0,57	1,31	2,73	—
P_2O_5 . .	0,21	0,20	—	0,94	Sp.	0,30	1,29	0,75	0,72	—	—	—	—
Sa. . . .	100,11	100,35	99,88	100,46	101,16	100,00	100,85	100,72	100,11	100,95	99,80	101,90	100,00
Sp. G. . .	—	—	—	2,934	3,008	3,071	3,114	3,024	—	2,75	2,73	2,580	—

11. Hypersthenbasalt mit wenig Olivin, holokrystallin. Mount Ingalls. Plumas Co. Sierra Nevada. U. S. A. (Mit 0,05 Ba O.)
12. Quarzbasalt. Cinder Cone am Snag Lake, 10 Miles NO. Lassen's Peak. Californien. (Mit Spur Sr O)
13. „ Rio Grande Cañon. Neu-Mexico. U. S. A. (Mit 0,58 CO_2, 0,16 Ba O.)
14. Basalt, deckenförmig. Steinwand bei Bachelsdorf, unfern Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
15. Basalt. Scharfenstein-Tunnel der Böhmischen Nordbahn, 171 m vom Westportal entfernt.
16. Basalt. Oberer Steinberg im Stiftswald, O. Heidersdorf. Lausitz.
17. Hornblendebasalt. Hauk bei Dalherda. Südliche Rhön.
18. „ Sparbrod. Rhön.
19. „ Kork Creek. Shasta Co. Nord-Californien.
20. Basaltobsidian. Kilauea. Hawaii.
21. Basaltbimsstein. Maunaloa. Hawaii.
22. Tachylyt. Säsebühl bei Dransfeld. Südhannover.
23. Hyalomelan. Ostheim in der Wetterau. Hessen.

gelblicher bis brauner Farbe (Analyse 16, S. 319), welches äusserlich den palagonitischen Tuffen nicht unähnlich ist. Die chemische Zusammensetzung ist dann eine recht verschiedene, je nachdem die Carbonate im Gestein bleiben oder fortgeführt werden, und zugleich die Alkalien verschwinden, oder ausnahmsweise erhalten und in der Albitform gebunden werden, wie in Analyse 14, S. 325. In andern Fällen wird die Kieselsäure mehr oder weniger vollständig weggeführt und es bleibt ein Gemenge von Aluminium- und Eisenhydroxyden zurück von weisslichgrauer oder rothbrauner Farbe, je nach dem Verhältniss dieser (Analyse 17, S. 319), der sog. Beauxit. Bei diesem Vorgange wird die Structur des Gesteins, oft schon für das blosse Auge, in zierlichster Weise erhalten.



Fig. 56. Basalt. Burney Falls, Shasta Co., Cal. Structur doleritisch. Vergr. 30 : 1. Nic. +.

§ 250. Die Structur der Basalte und Melaphyre ist überaus mannichfach. Es giebt zahlreiche Basalte und Melaphyre, in welchen die für Ergussgesteine charakteristischen porphyrischen Structuren in deutlichster Gestaltung auftreten, theils bei holokrystalliner Entwicklung der Grundmasse, die dann wesentlich aus Plagioklas, Augit und Eisenerz, seltener auch Olivin zweiter Generation besteht, theils bei hypokrystalliner Entwicklung, indem sich jenen Grundmasse-Gemengtheilen in kleineren oder grösseren Mengen ein meist bräunlicher Glaskitt beigesellt. Hieraus entwickeln sich durch Zurücktreten der krystallinen Ausscheidungen der Effusivperiode und mehr oder weniger auch derjenigen der intratellurischen Periode die im Ganzen seltenen vitrophyrischen Structurformen, deren Extrem in den Hyalobasalten (Basaltgläsern) vorliegt. — Neben diesen kommt aber eine Reihe von Structurformen in weitester Verbreitung vor, welche z. Th. weder der Erscheinung noch dem Wesen nach als porphyrisch bezeichnet werden können. Am einen Ende dieser Reihe steht eine rein körnige und zwar nach der Art der Gabbrogesteine körnige Structur ohne nennenswerthen Idiomorphismus der wesentlichsten Gemengtheile, welche

	1.	2.	3.	4a.	4b.	4c.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO_2 .	53,58	50,81	50,74	52,91	54,70	55,82	50,15	49,97	50,31	52,95	45,75	49,60	47,74	47,56	43,77	50,94	41,17
TiO_2 .	0,98	1,06	1,37	1,07	0,88	1,06	0,33	0,32	0,64	—	2,95	—	1,02	0,68	0,74	—	3,08
Al_2O_3 .	15,84	15,90	15,89	17,88	16,23	17,08	15,02	17,01	16,72	19,25	12,40	19,26	16,75	16,25	7,53	22,49	13,24
Fe_2O_3 .	2,98	3,60	7,88	2,20	3,23	1,78	5,17	0,86	4,19	4,57	8,21	9,67	2,55	3,41	4,64	—	3,56
FeO .	4,90	3,72	1,75	5,60	4,08	4,66	5,17	5,94	5,01	4,69	6,35	1,25	6,31	14,41	7,91	11,70	12,50
MnO .	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	0,24	—	0,52	Sp.	0,74	—	—
MgO .	7,16	7,18	4,59	4,98	6,40	5,37	6,90	7,75	6,69	4,12	7,92	5,46	8,32	4,13	21,21	4,27	8,21
CaO .	7,86	3,67	8,97	9,58	7,51	5,86	8,25	6,39	7,73	9,12	12,05	9,29	11,40	5,15	5,58	1,08	10,24
Na_2O .	2,99	3,32	3,27	3,21	3,36	3,43	2,59	5,14	2,50	2,09 }	1,33	3,78	1,93	3,46 }	nicht	5,26	2,57
K_2O .	1,63	0,81	1,30	1,31	1,58	2,95	1,33	0,77	2,53	2,42 }		0,68	0,14	1,96 }	bestimmt	1,13	1,60
H_2O .	2,54	6,80	3,25	0,52	2,13	1,80	4,08	5,08	3,16	0,71	1,75	1,43	2,73	2,33*	3,15	4,07*	3,21
P_2O_5 .	0,19	0,27	0,44	0,15	0,21	0,24	0,26	0,45	0,37	—	—	—	—	1,18	—	—	0,53
Sa .	100,81	99,75	99,72	100,36	100,95	100,44	99,66	100,26	99,98	100,26	99,95	100,42	99,41	100,52	95,27	100,94	100,64
Sp. G. .	2,760	2,643	2,742	2,871	2,746	2,763	2,753	—	2,777	2,875	—	2,82	2,69	2,921	—	—	—

* Glühverlust.

1. Navit. Mettweiler. Blatt Freisen. Rheinpreussen. (Mit 0,16 SO_3.) Effusiv.
2. „ Oberkirch. Nahethal. (Mit 2,35 CO_2, 0,21 SO_3, 0,05 organischer Substanz.
3. „ Kirn. Saar-Nahe-Gebiet. (Mit 0,14 CO_2, 0,13 SO_3.)
4a. Tholeiit, grobkörnig, Centrum der Masse. (Mit 0,95 CO_2.) — 4b. Mittelkörnige Ausbildung nach aussen hin. (Mit 0,25 SO_3, 0,39 CO_2.) — 4c. Dichte Hülle. (Mit 0,14 SO_3, 0,25 CO_2.) Staarwiesenkopf zwischen Baumholder und Aulenbach bei Birkenfeld. Rheinpreussen. Intrusiv im Grenzlager.
5. Olivintholeiit. Steinbruch etwa 100 m nördlich der Kirche von Höringen, westlich Winnweiler. Pfalz. (0,32 CO_2 und 0,09 SO_3.)
6. Palatinit. Norheimer Tunnel. (Mit 0,03 CO_3, 0,03 Cl, 0,12 S, 0,10 Fl, 0,12 Cu, 0,06 BaO + SrO, 0,02 Li_2O.)
7. Melaphyr, olivinfrei oder arm. Querenberg bei Giessübel. Südöstlicher Thüringer Wald. (Mit 0,13 CO_2, Spur SO_3.)
8. „ Mte Mulatto bei Predazzo. Südtirol. (Mit 0,34 CO_2.)
9. „ Holmestrand. Südnorwegen. (Augitporphyr.)
10. „ Decke zwischen Schlern- und Hauptdolomit. Mendola. Südtirol.
11. „ Eagle River Section, bed 64. Lake Superior.
12. „ gangförmig im Silfberg-Gebiet. Süd-Dalekarlien.
13. Feldspatharmer, holokrystalliner, enstatitreicher Olivintholeiit. Jootoor trapflow im Kadapah-Distrikt. Präsidentschaft Madras. Ostindien. (Al_2O_3 enthält Cr_2O_3.)
14. Melaphr, intersertal, sehr feinkörnig, zersetzt. Zusammenfluss von Ubaye und Durance. Dauphiné.
15. Sogen. Hornblendediabas. Gräveneck bei Weilburg. (Mit 0,64 CO_2, 0,09 S.)

durch allmählig zunehmenden Idiomorphismus der in Tafeln und Leisten entwickelten und sich in allen Richtungen kreuzenden Plagioklasindividuen in eine bei den Diabasen zur Herrschaft gelangende Gewebeform übergeht, die man als diabasisch-körnig, divergentstrahlig-körnig, doleritisch oder ophitisch bezeichnet (Fig. 56). Dabei werden die Plagioklasleisten durch grössere, nicht idiomorph abgeschlossene Augitindividuen derart verkittet, dass diese im Durchschnitt, also im Dünnschliff, durch die Plagioklasleisten in eckige Theile zerschnitten erscheinen, die auf eine gewisse Entfernung hin die gleiche optische Orientirung zeigen. Die Eisenerze pflegen dabei idiomorph, die Olivine bald krystallographisch begrenzt, bald in eckig-rundlichen Körnern ausgebildet zu sein. Dadurch, dass nun auch in den Zwickeln der Plagioklase kleinere und grössere Reste einer, meistens durch krystallitische und mikrolithische Gebilde von Eisenerz und Feldspath sowie von Augit, stark entglasten Gesteinsbasis erscheinen, entsteht das andere Endglied dieser Structurformen, die Intersertalstructur (Fig. 10, S. 57). — Ob diese Hauptstructurformen in grossen Zügen an eine bestimmte Form des geologischen Auftretens gebunden sind, etwa die typisch porphyrischen an die Stromform, die körnige und intersertale an intrusive Gesteinsformen, das lässt sich zur Zeit nicht sagen; in voller Strenge ist es sicher nicht der Fall, denn viele zweifellose Ströme von Basalt, so in Island, auf den Fär-Oer u. s. w. sind intersertal oder ophitisch struirt. Auch an eine bestimmte Korngrösse scheinen diese Hauptstructurformen nicht geknüpft zu sein. Hauy führte für die grob- bis mittelkörnigen Basalte die Bezeichnung Dolerit ein (δολερος betrügerisch, wegen der Möglichkeit sie mit Diorit zu verwechseln) und K. C. v. Leonhard schob zwischen den dichten Basalt und den seinem Mineralbestand nach wohl bestimmbaren Dolerit noch den Anamesit ein, als dessen Repräsentanten er die Basalte des unteren Mainthals (Steinheim bei Hanau) aufstellte. Die Dolerite und Anamesite haben allerdings wesentlich körnige oder intersertale Structuren, aber bei den dichten Basalten treten sämmtliche beschriebene Structurformen, nicht etwa nur die porphyrische auf. — Fluidalphänomene kommen in weitester Verbreitung bei den porphyrischen vor, fehlen aber den intersertalen und körnigen fast ganz; — sphärische Structurformen sind auf die Hyalobasalte beschränkt. — Die sehr verbreitete Mandelsteinstructur hat eine gewisse Menge von Glasbasis zur Voraussetzung. Die Basalt- und Melaphyrmandelsteine sind bekannt durch ihren Gehalt an Zeolithen und an Kieselmineralien (Quarz, Chalcedon, Achat u. s. w.). Die Wände der Mandeln sind gern mit Delessithäuten ausgepolstert. Während die Zeolith- und Kieselbildungen wohl wesent-

lich der Thermalperiode der Gesteinsmetasomatose zugehören, entspricht der eigentlichen Verwitterung die Füllung mit Carbonaten.

Die Basalte und Melaphyre sind vorwiegend in Decken und Strömen, daneben auch vielfach in Gängen und Kuppen ausgebildet, wobei die Kuppen z. Th. als Quellkuppen, z. Th. als Erosionsreste von Decken nachzuweisen sind. Die Decken und Ströme ordnen sich zu Decken- und Stromsystemen von oft riesigen Dimensionen, so besonders im Dekhan in Vorderindien auf einem Areal von 12 000 □miles, in Abyssinien, in Patagonien, auf den Fär-Oer und in Island. Das grösste deutsche Basaltgebiet liefert der Vogelsberg mit 40 □Meilen Oberfläche. Die einzelnen Ströme sind oft durch Tuffschichten von einander getrennt, oder man kann beim Fehlen von trennenden Tuffschichten die übereinander liegenden Ergüsse an ihren schlackigen oder blasigen Ober- und Unterflächen unterscheiden. Die peripherischen Theile der Basaltvorkommnisse sind oft glasig entwickelt, so die Schlackenkrusten der Ströme, die Salbänder der Gänge. Die Basalte sind wohl die häufigsten Ergussgesteine der Jetztzeit.

Die Absonderung der Basalte ist bald prismatisch, bald plattig und schalig, nicht selten auch kugelförmig oder unregelmässig polyëdrisch. Berühmt durch ihre Schönheit sind die Basaltsäulen der Fingalhöhle auf Staffa, des Riesenpflasters (Giants causeway) in der Grafschaft Antrim in Irland u. a. An manchen Orten kommt eine eckig-körnige Absonderung vor mit fleckigen Farbenunterschieden (**kokkolithische Basalte**). Solche Basalte zerfallen zu Graupen.

§ 251. Die eigentlichen Basalte sind Olivinbasalte mit einem zwar wechselnden, aber entschieden wesentlichen Gehalt an diesem Mineral. Die Analysen S. 322—323 zeigen, dass sie nicht ein Gestein von nahezu constanter Zusammensetzung, sondern eine Gesteinsreihe darstellen, an deren einem Ende verhältnissmässig feldspathreiche Gesteine stehen, in denen die Al-haltigen Kerne, zumal $CaAl_2Si_4$ überwiegen (Analyse 6), an deren anderem Ende dagegen die Al-freien Kerne die Vorherrschaft gewinnen, so dass die Oxyde von Fe, Mg, Ca über 30% des Gesteins ausmachen (Analyse 14, 16), Grenzformen, welche man als limburgitisch bezeichnen kann. Mineralogisch drückt sich das in dem überwuchernden Gehalt an Augit und Olivin aus. Das entspricht durchaus den peridotitischen und pyroxenitischen Endgliedern der Gabbroreihe. Man kann es als eine allerdings nicht ausnahmslose Regel aussprechen, dass den feldspathreicheren Basalten die intersertalen, den augitreichen die porphyrischen Structuren eignen.

Der Basalt hat eine ungeheure Verbreitung in Deutschland; die ihn darstellenden rothen Punkte auf den geologischen Übersichtskarten lassen die deutsche Trias wie siebartig durchlöchert erscheinen. In

breitem Bande ziehen sich diese Vorkommnisse von der Eifel an über das Siebengebirge (Dolerit der Löwenburg, Basalt vom Jungfernberg, Unkel, Minderberg bei Linz u. s. w.), den Westerwald, Taunus und nördlichen Odenwald, durch Westfalen, Hessen (Dolerit von Meissner, von Londorf, von Eschwege, Basalt des Habichtswaldes u. s. w.) und Hannover über das untere Mainthal, den Vogelsberg, Rhön und Thüringen, hinein nach Sachsen und Schlesien. — Verbreitet sind sie im böhmischen Mittelgebirge, in Mähren, in Ungarn (Gegend von Schemnitz, Bakonyer Wald am Plattensee u. s. w.) und Siebenbürgen (nördliche Hargitta u. s. w.). — Ein anderes grosses Verbreitungsgebiet im Norden Europas umfasst die Fär-Oer, Jan Mayen, die Hebriden und Orkneys, Nordirland und Island und erstreckt sich bis nach Grönland. — Basaltreiche Gebiete sind die Auvergne, Mont Dore u. s. w. im centralen Frankreich. — In Italien liefern die Bericischen Hügel und ihre Umgebung, die pontinischen und liparischen Inseln mannigfache Basalte. — Der Hekla und der Aetna sind die noch heute thätigen Basaltvulkane Europas. Durch eine submarine Eruption entstand bei Pantelleria 1831 die wieder verschwundene Insel Ferdinandea. — Auch ausserhalb Europas treten Basalte so ziemlich in allen grösseren Eruptivgebieten der Tertiär- und Jetztzeit auf. — Olivinarme bis olivinfreie Basalte sind in der südlichen Rhön und der Wetterau verbreitet (Taufstein, Grosser Nickus u. s. w.), ebenso bei Rüdigheim und Dietesheim im unteren Mainthal, im hessischen Reinhardswalde, allenthalben mit etwas Hypersthen. Ohne Hypersthen, mit oft sehr diallagähnlichem Augit erscheinen sie auf Island und den Fär-Oer, gangförmig im nördlichen England (Cleaveland, Cockfield and Armathwaite Dyke). Die Laven des Tarawera auf Neu-Seeland vom Juni 1886 u. a. sind gleichfalls olivinfreie Basalte.

§ 252. Bei den Melaphyren, welche in Europa wesentlich der Carbon- und Permformation angehören, kehren die beiden Hauptstructurformen wieder, die porphyrische und die intersertale bis diabasischkörnige. Wie bei den Basalten giebt es auch hier porphyrische Typen, unter deren Einsprenglingen neben Olivin der Plagioklas herrscht und solche, in denen der Feldspath als Einsprengling mehr oder weniger vollständig zurücktritt. Die ersten sind im permischen Grenzlager des Saar-Nahe-Gebietes als Ergüsse in den Söterner Schichten verbreitet und werden Navite genannt. Die Gegend von Oberkirch an der Nahe, Idar, Mettweiler, Hopstädten u. s. w. liefern Beispiele (Analyse 1—3, S. 325). Derselbe Typus kehrt im Rothliegenden der Gegend von Senones in Frankreich und der Gegend von Zwickau in Sachsen, im Rothliegenden des mittleren Böhmens, der kleinen Karpathen zwischen Breiten-

brunn und Neustift u. s. w. wieder. Sehr verbreitet ist in diesem Typus die Iddingsit-Pseudomorphose nach Olivin. Bei fehlendem Feldspath als Einsprengling hat man diese porphyrischen Melaphyre wohl Augitophyre oder Augitporphyre genannt. Solche Gesteine sind in der alpinen Trias (Seisser Alpe, Gegend von Predazzo, Bufaure, Mendel u. s. w.), in Südnorwegen (Holmestrand), in Thüringen u. a. O. bekannt, sie werden bisweilen olivinarm bis olivinfrei; ihre Zusammensetzung geben die Analysen 7—10, S. 325. Wenn in solchen Gesteinen der Augit uralitisirt ist, nennt man sie Uralitporphyre oder besser Uralitporphyrite. — Tief palaeozoisches Alter haben die Melaphyre der Kupferregion am Südufer des Lake Superior (Analyse 11). — Den intersertalen und diabasisch-körnigen Basalten (Dolerite und Anamesite) entspricht genau der Tholeiit- und Olivintholeiit-Typus der Melaphyre, wie er intrusiv in den oberen Cuseler, Lebacher und Tholeier Schichten des Saar-Nahe-Gebiets und der Pfalz verbreitet ist (Analysen 4a—4c, die eine interessante Differentiation des Gesteinskörpers von innen nach aussen erläutern und Analyse 5). Ein accessorischer Gehalt an Bronzit kommt auch hier vor, zumal mit abnehmendem Olivin, wie es scheint. Auch im rechtsrheinischen Rothliegenden bei Traisa und Messel nördlich Darmstadt, im Rothliegenden Thüringens (Decke des Hühnberg und Gegend von Schmalkalden) und Böhmens, im englischen Carbon, in der südalpinen Trias (Val Sabbia), in der Kupferregion am Lake Superior findet sich dieser Typus. Neocome Melaphyre, welche die Typen des Saar-Nahe-Gebietes wiederholen und mit weiselbergitischen Augitporphyriten vergesellschaftet sind, kommen im Thale des Bodrek und der Alma in der Krim vor. — Den Übergang in die feldspathfreien, den Peridotiten entsprechenden Endglieder der Reihe zeigt deutlich die Analyse 13.

§ 253. Eisenbasalt (STEENSTRUP) tritt bei Uifak (vulgo Ovifak) am Blaafjeld und andern Punkten auf der grönländischen Insel Disko (Analyse 5, S. 322) in feinkörnigen bis dichten und porphyrischen, sowie in doleritischer Facies auf und ist durch einen Gehalt an Flittern, eckigen Körnern und Klumpen, die bis über Cubikmeterdimensionen anschwellen, von Ged. Eisen mit den Eigenschaften und der Zusammensetzung des Meteoreisens ausgezeichnet. Das Eisen ist z. Th. kohlehaltig und spröde (Gusseisen), z. Th. kohlefrei und ductil (Schmiedeeisen), oft mit Magnetkies umhüllt und von ihm begleitet und liegt z. Th. im Gesteinsgewebe selbst, z. Th. anscheinend in Mandelräumen. Graphit ist ein anderer auffälliger Gemengtheil; accessorisch findet sich auch ein rhombischer Pyroxen mehrfach. Der Basalt enthält einschlussartige Massen eines meist grobkörnigen Feldspathgesteins, des sogen. Anorthitfels (Analyse 5a), welcher gleichfalls ged. Eisen

und Graphit neben oft beträchtlichen Mengen von Spinell führt. — In winzigen Spuren war Ged. Eisen bereits früher chemisch in einigen Basalten erwiesen.

Graphitbasalt (STEENSTRUP) enthält in normaler Basaltgesteinsmasse bald gleichmässig vertheilten, bald in kleinen Kugeln geballten Graphit, ohne dass daneben ged. Eisen erkennbar wäre. Er findet sich auf der Insel Upernivik im Umanaksfjord, im Weigat und im Nordfjord in Westgrönland.

§ 254. Hypersthenbasalte (DILLER) sind theils hypo- bis holokrystallinporphyrische, theils intersertale Basalte, in denen Hypersthen oder ein anderer rhombischer Pyroxen neben Augit als constanter und wesentlicher Gemengtheil auftritt. Mit seiner Zunahme pflegt die Menge des Olivins abzunehmen. Sie wurden zuerst am Mount Thielson in Oregon, dann am Mount Pitt ebenda, im Washoe-District in Nevada, in Californien (hier olivinfrei), in Salvador in Centralamerika nachgewiesen. Analyse 11, S. 323 bezieht sich auf ein Vorkommen vom Mount Ingalls. In Grönland (Assuk) treten sie mit Ged. Eisen auf. — Europäische Vorkommnisse kennt man von der Insel Methana und von Sardinien; vergl. auch die olivinfreien Basalte S. 328. Ebenso kennt man sie am Kenia und anderen Punkten Afrikas. — Den intersertalen Hypersthenbasalten entspricht ein als Palatinit (Analyse 6, S. 325) bezeichneter Typus der Melaphyre, der mit den Tholeiiten des Saar-Nahe-Gebiets durch alle Übergänge verknüpft ist.

§ 255. Quarzbasalt (DILLER) enthält in einer glasreichen andesitähnlichen Grundmasse Einsprenglinge von Plagioklas, Hypersthen, Augit, Olivin und rundliche, seltener dihexaëdrische Quarzindividuen, welche durch einen Mantel von Augitmikrolithen sich als Fremdlinge erweisen; die Grundmasse ist frei von Quarz. Dieser Gesteinstypus tritt am Snag Lake am Lassen's Peak in Californien als Lavastrom und in Form von Bomben auf (Analyse 12, S. 323). Mit denselben Eigenschaften kehrt er im Eureka-District, Nevada, in den Tewan Mountains, Neu-Mexico (Analyse 13, ebenda), Arizona, Colorado und Montana, an der Detunata in Siebenbürgen u. s. w. wieder. Die wahrscheinlichste Erklärung dieser Abnormität liefert die Annahme, dass eine Mischung dacitischer und basaltischer Magmen vorliegt, die bei ihrer während gleichzeitiger Extrusion vollzogenen Mischung bereits in hohem Grade mit intratellurischen Bildungen angereichert waren; der Olivin gehört dann dem basaltischen, der Quarz dem dacitischen Magma an und dieser musste sich wie ein Fremdling im Basaltmagma verhalten. — Genau das Analogon zu den Quarzbasalten liefert ein Quarzmelaphyr im Rothliegenden bei Albersweiler in

der Pfalz. Auch hier erweisen sich die Quarze durch ihre Augitaureolen als Fremdlinge.

§ 256. Hornblendebasalte sind sehr basische, feldspatharme, durch grosse Hornblende porphyrische Basalte. Man kennt dieselben aus der Rhön (Analyse 17 und 18, S. 323), aus dem Westerwalde (Härtlingen, Freilingen), aus der Lausitz (Zittau), aus dem Duppauer Gebirge und aus dem Mittelgebirge in Böhmen, aus dem Mont Dore, aus Californien u. s. w. (Analyse 19, S. 323); sie sind bald olivinhaltig, bald olivinfrei und nähern sich sehr den Limburgiten und Augititen. — Dass auch dieser Typus der Basalte sein Analogon bei den Melaphyren hat, beweist der lagerartig dem devonischen Schalstein am Gräveneck bei Weilburg an der Lahn eingeschaltete sogen. „Hornblendediabas" (Analyse 15, S. 325). Er ist holokrystallin-porphyrisch, wie die Hornblendebasalte.

§ 257. Basaltgläser oder Hyalobasalte erscheinen meistens als Salbänder von Gängen, als Schlackenkrusten von Strömen oder als lose Auswürflinge in Form von Bomben und Bimssteinen den basaltischen Tuffen eingebettet, seltener als selbständige Ströme. Sie wurden früher als Mineralien angesehen und unter den Namen Tachylyt und Hyalomelan aufgeführt. Es sind Basaltperlite, Basaltobsidiane und Basaltbimssteine (Analyse 20—23, S. 323). Sie zeichnen sich wie die sauren Gläser durch oft grossen Reichthum zierlich mikrolithischer und sphärolithischer Gebilde aus. Bobenhausen und Gethürms bei Angerod im Vogelsberg, Säsebühl bei Dransfeld, Sababurg im Reinhardswalde in Hessen, Ostheim in der Wetterau, Marostica im Vicentinischen sind bekannte Fundorte der losen Auswürflinge, die westschottischen Inseln zeigen sie als Salbänder von Gängen und in schmalen Apophysen dieser, Kilauea und Maunaloa auf Hawai als Schlackenkrusten und Ströme. — Pélé's Hair von dort ist ein äusserst feinfadenförmiger Basaltbimsstein. — Manches, was als Tachylyt und Hyalomelan bezeichnet wird, hat sich als von Basalt eingeschmolzene Gesteinsbruchstücke erwiesen.

§ 258. Die Contactwirkungen der Basalte und Melaphyre sind z. Th. kaustischer Natur. So werden eingeschlossene Fragmente von Nebengesteinen ganz eingeschmolzen oder doch theilweise von den Rändern und Spalten her aufgelöst, oft unter Neubildung von Mineralien, zumal von Augit, der mantelförmig das eingeschlossene Fragment umgiebt. Sandsteine werden prismatisch abgesondert, mit wolkenartig fein vertheiltem Basaltmagma durchtränkt und ihr Cäment zu Glas geschmolzen, in dem sich Augit und Cordierit öfters entwickeln (Büdinger Wald im Kinzigthale, Rhön u. a. O.), Kohle wird prismatisch abgesondert, in Graphit umgewandelt, auch

wohl verkokt. — Thonsteine und Schieferthone werden zu einer kryptokrystallinen Masse von oft lavendelblauer (sogen. Porcellanjaspis), auch rother Farbe umgewandelt, Kreide und Kalksteine werden marmorisirt und auch mit Silikaten imprägnirt. Die letztgenannten contactmetamorphen Gebilde sind nicht kaustischer Natur, sondern tragen schon den Charakter einer normalen Contactzone, wenn auch in wenig ausgeprägter Form.

§ 259. Lose basaltische Auswurfsmassen, Aschen, Sande, Lapilli sind an allen thätigen und den weitaus meisten erloschenen Basaltvulkanen verbreitet. — Durch eine Cämentirung dieser entstehen die Basalttuffe und Melaphyrtuffe, welche wie die Tuffe aller Ergussgesteine theils Aschentuffe, theils Krystalltuffe, theils Lapillituffe oder Agglomerattuffe darstellen und oft mit gewöhnlichem Sedimentmaterial untermengt sind, auch oft versteinerungsführend auftreten. Die Aschentuffe sind oft vorwiegend glasig im unveränderten Zustande. — Ein sehr reiner basaltischer Aschentuff ist der Palagonit (SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN) oder Palagonitfels (Fig. 57), ein lockeres, gelblichbraunes bis schwarzes, auch grünlichschwarzes, oft reichlich von Zeolithen durchzogenes Gestein, auf dessen frischem Bruch pechglänzende rundliche und eckige Durchschnitte hervortreten, welche allenthalben von helleren, erdig matten, schmaleren oder breiteren Rinden umgeben werden und in denen auch oft wieder matte runde kleine Flecken aufteten. Die ganze Gesteinsmasse löst sich mit ausserordentlicher Leichtigkeit in Salzsäure auf mit Hinterlassung kleiner Rückstände, die aus Augit- und Plagioklasmikrolithen vorwiegend bestehen. Die pechglänzenden Körner sind die ursprünglichen Aschentheilchen und Lapilli, welche Sideromelan (Analyse 1 und 3, S. 333) genannt werden und nach Analyse 1 ein pechsteinähnliches, nach 3 ein wasserärmeres Basaltglas mit spärlichen mikrolithischen Bildungen darstellen. Durch die Verwitterung geht Sideromelan in eine äusserst wasserreiche, theils amorphe, theils



Fig. 57. Palagonit. Seljadalr, Island. Vergr. 30 : 1.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO_2	44,35	41,03	49,67	40,12	38,96	38,07	36,97
Al_2O_3	13,14	10,77	14,46	13,27	11,62	13,03	7,79
Fe_2O_3	22,88	21,47	18,52	10,65	14,75	9,99	21,02
MgO	4,07	3,79	3,74	3,32	6,29	6,58	4,82
CaO	8,44	6,86	7,23	9,47	9,13	7,54	5,31
Na_2O	2,19	1,64	2,92	2,06	0,68	0,70	7,23
K_2O	0,70	1,09	1,64	0,97	0,72	0,95	0,94
H_2O	4,23	13,55	1,17	20,43	17,85	23,14	15,92
Sa.	100,00	100,20	99,35	100,29	100,00	100,00	100,00
Sp. G.	—	—	—	—	—	—	—

1. Sideromelan. Vidoe bei Island. Glänzende Körner im Palagonit der Anal. 2.
2. Palagonit. Vidoe bei Island.
3. Sideromelan. Osterinsel.
4. Palagonit (nicht frei von Sideromelan und Zeolithen). Ebendaher.
5. „ Seljadalr. Island. (Unlöslicher Rückstand 4,11 %.)
6. „ Galópagos-Inseln. (Unlöslicher Rückstand 0,96 %.)
7. „ Aci Castello. Sicilien. (Unlöslicher Rückstand 6,65 %.)

kryptokrystalline Substanz über; das sind die helleren, erdigmatten Theile des Gesteins. Die Analysen 2 und 4—7 stellen also ein Gemenge des Sideromelan mit seinen Umwandlungsproducten und mit Zeolithen dar. Besonders typische Palagonite liefern Island, Sicilien (von Palagonia auf Sicilien haben sie den Namen), die Galópagos-Inseln, Java und die Osterinsel bei Madagascar. — Durch Mischung mit anderem, basaltischem und fremdem, Material entwickeln sich aus den Palagoniten die palagonitischen Tuffe, wie sie in Deutschland am Beselicher Kopf im Lahnthal, im Habichtswald in Hessen, im Siegenschen u. s. w., ferner in Böhmen, in der Auvergne u. a. O. vorkommen.

Die Tuffe der Melaphyre entsprechen ganz denen der Basalte, doch kennt man hier bis jetzt keine palagonitischen Typen.

§ 260. Die Diabase entsprechen nach chemischem und Mineralbestand sowie nach Structur im unveränderten Zustande so vollkommen den ophitischen oder diabasisch-körnigen und intersertalen Melaphyren und Basalten, auch wo sie in den ältesten palaeozoischen Schichten von ungestörter Lagerung auftreten, wie etwa im Silur am Südende des Wenern-Sees in Schweden, dass eine gesonderte Behandlung dieser nicht den Thatsachen Rechnung tragen würde. Die Selbständigkeit, die man ihnen noch heute gewährt, hat ihren Grund hauptsächlich darin, dass die vorcarbonischen Diabase Deutschlands wesentlich im stark gefalteten Gebirge liegen und demzufolge gewisse habituelle Verschiedenheiten zeigen, die man als den Grünsteinhabitus bezeichnet. Dazu kommt die allerdings auffällige Thatsache, dass die

Diabase im Gegensatz zu Melaphyren und Basalten vorwiegend olivinfreie Gesteine umfassen. — Sämmtliche Diabase sind grobkörnige, mittelkörnige bis feinkörnige, selten dichte oder porphyrische, im unveränderten Zustande und ungefalteten Gebirge von Tholeiiten und Doleriten, bezw. intersertalen Basalten ununterscheidbare und dunkelfarbige, im unfrischen Zustande und gefalteten Gebirge meist grüne Ergussgesteine, welche durch die Combination eines meist basischen Kalknatronfeldspaths mit Augit charakterisirt sind. Zu diesem Bestande gesellen sich als Nebengemengtheile Apatit und Eisenerze (Magnetit und Ilmenit). — Unterabtheilungen entstehen durch Eintritt von Olivin, rhombischem Pyroxen und Quarz in das Gesteinsgewebe. — Biotit und Hornblende sind verbreitete, aber sehr untergeordnete Übergemengtheile. — Der in den Diabasen des geschieferten gefalteten Gebirges allenthalben verbreitete, aus dem Augit hervorgegangene und diesen bisweilen ganz verdrängende Chlorit giebt den bezeichnenden Grünsteinhabitus. — Secundäre Carbonate sind sehr verbreitet.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO_2	49,43	48,04	49,03	48,41	50,71	50,02	49,33	50,25	53,36	52,16
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	0,45	0,71	—
Al_2O_3	3,53	8,43	5,46	4,05	3,55	5,61	9,15	1,25	2,24	3,00
Fe_2O_3	9,50	2,20	—	2,36	—	15,61	0,27	5,86	1,51	0,45
FeO	—	7,65	15,57	15,08	15,30	—	9,05	17,40	12,63	15,16
MnO	—	—	0,22	0,37	0,81	Sp.	—	—	—	0,36
MgO	15,60	12,52	11,66	12,14	13,63	12,01	14,58	15,72	22,22	21,89
CaO	20,34	21,70	15,34	15,98	13,35	14,84	16,36	8,73	8,17	5,94
Na_2O	—	—	1,24	—	1,48	0,96	0,55	0,82	—	0,16
K_2O	—	—					0,19	0,47	—	0,04
H_2O	—	0,63	0,81	1,19	1,17	0,76*	0,25*	—	—	0,08*
Sa.	99,41	101,17	99,33	99,58	100,00	99,81	99,73	100,95	100,84	99,24
Sp. G.	—	—	3,30	3,33	—	—	3,105-3,29	3,448	3,30-3,38	3,356

* Glühverlust.

1. Augit aus Diabas. Hempla bei Steben. Fichtelgebirge. (Mit 1,01 Cr_2O_3.)
2. „ „ „ Mägdesprung. Harz.
3. „ „ mittelkörnigem Diabas des Whinsill. Cauldron Snout. Spaltbar nach (100) und (010), $c:c = 42^0$.
4. „ „ grobkörnigem Diabas des Whinsill. Tyne Head.
5. „ „ Diabas von West Rock. New Haven. Conn.
6. „ „ granophyrischem Quarzdiabas. Gang in krystallinen Schiefern. Seven Pagodas. District Chingelput. Präsidentschaft Madras.

7. Augit, diallagähnlich, aus Olivin-Hypersthendiabas. Twins, 3 miles N. von Rapidan. Culpepper Co. Virginia. U. S. A.
8. „ des Salitdiabas vom Halleberg am Wenern-See. Schweden. Gemengt aus braunem Augit (c : c = 43°) und farblosem sog. Salit (c : c = 44°).
9. Lichter Augit aus Diabas von Richmond. Cap-Colonie. (Scheint der „Salit“ zu sein.)
10. Hypersthen aus Olivin-Hypersthendiabas. Twins, N. Rapidan. Culpepper Co. Virginia. U. S. A.

Der Plagioklas der Diabase hat Tafelform nach M oder ist leistenförmig gestreckt nach der Kante P/M, polysynthetisch verzwillingt nach dem Albitgesetz, in unveränderten Gesteinen glasig, in veränderten derbe bei weisser oder grünlicher Farbe: die grüne Farbe rührt von eingewandertem Chlorit, seltener von Strahlstein her. Die Verwitterung liefert neben thonigen Substanzen Calcit oder Pistazit, der eine gelbgrüne Farbe verleiht. Er gehört hauptsächlich der Labradorreihe und basischeren Mischungen an, nicht selten auch dem Andesin, selbst dem basischeren Oligoklas. — Der Augit ist im auffallenden Licht schmutzig dunkelgrün bis grünlichschwarz, im durchfallenden hellrosa oder hellgrünlich, seltener bräunlich und violett. Er bildet meistens allotriomorphe Individuen, in welchen die Feldspathkrystalle eingewachsen sind und zeigt nur bei Annäherung an porphyrische Structuren die idiomorphe Begrenzung der basaltischen Augite. U. d. M. sind Zwillingsbildungen nach der Querfläche häufig, solche nach der Basis selten. Die Spaltung nach dem Prisma ist oft mit einer solchen nach der Querfläche, seltener auch nach der Endfläche verbunden. Die Augite gehören z. Th. dem normalen Typus der basaltischen Augite an (Analyse 1 und 2, S. 334), z. Th. auch mit kleinem Chromgehalt, sehr oft sind sie wie die Augite der olivinfreien Basalte und wie die Titanaugite dieser Gesteine auffallend kalkarm (Analyse 3—7) und Fe-, bezw. Mg-reich. In extremster Weise zeigt diese Ca-Armuth ein fast wasserhell durchsichtiger, meistens idiomorpher, schlank prismatischer Pyroxen, den man fälschlich Salit genannt hat, und der in vielen Diabasen neben dem normalen Augit herrschend oder untergeordnet erscheint (Analyse 8 und 9). Die Zusammensetzung dieser Augite erklärt wohl die verhältnissmässige Seltenheit der Olivinbildung im Diabas, besonders da sie älter sind als die normalen Augite. — Alle Diabasaugite verwittern sehr leicht unter Neubildung von grünen, schuppigen und fasrigen Aggregaten chloritischer Substanzen oder von Serpentin, die fast stets mit Pistazit oder Calcit gemengt sind. Ein kleiner Gehalt an Anatas oder Brookit, den das Mikroskop darin erkennen lässt, deutet auf einen häufigeren Ti-Gehalt der Augite, als die Analysen vermuthen lassen. — Wo die Diabase im stark gefalteten Gebirge oder in den Contacthöfen von Tiefengesteinen auftreten, ist ihr Augit sehr oft zu Hornblende umgewandelt; die parallelstengligen Aggregate dieses Minerals in Augitform heissen Uralit, der Vorgang dieser Umwandlung Uralitisirung, die Diabase, die ihn erlitten, heissen Uralitdiabase. Der Uralit und der Chlorit in den Diabasen wird endlich in ein Gemenge von Limonit, Carbonaten und Quarz weiter zersetzt. — Die Eisenerze der Diabase pflegen reichlich zu sein, bald nur Magnetit in Oktaëdern und Körnern, oft titanhaltig, bald nur Ilmenit in Tafeln nach der Endfläche. Besonders der Ilmenit wird von aussen nach innen und von den Spaltflächen aus in weisslich- oder gelblichgraue bis bräunliche, stark

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO_2 .	47,36	46,92	45,79	51,23	51,78	51,22	53,09	51,31	55,25	51,15
TiO_2 .	0,51	0,94	—	1,21	1,41	2,42	—	—	—	0,44
Al_2O_3	16,79	18,05	17,99	12,70	12,79	14,06	10,87	13,64	12,12	15,92
Fe_2O_3	1,53	3,61	11,01	4,00	3,59	4,32	8,03	0,52	8,84	9,34 }
FeO .	7,93	6,73	4,33 }	10,48	8,25	8,73	3,87	8,49	4,91	2,87 }
MnO .	0,44	—	— }		0,44	0,16	—	Sp.	—	0,09
MgO	6,53	7,43	5,14	6,51	7,63	4,42	8,85	12,73	4,84	6,48
CaO .	10,08	9,11	5,53	8,40	10,70	8,33	9,63	12,41	8,34	10,40
Na_2O	2,85	2,99	3,39	3,04	2,14	2,55	3,23	1,40	2,08	1,19
K_2O .	0,84	1,24	3,30	1,55	0,39	1,25	1,57	0,32	1,62	1,61
H_2O .	3,05	2,58	3,93	0,39	0,63	1,28	1,13	—	1,65	0,11
P_2O_5 .	0,26	0,19	—	0,19	0,14	0,25	—	—	—	—
CO_2 .	0,48	0,10	—	—	—	0,19	—	—	—	0,06
Sa. .	100,61	99,98	100,41	99,70	99,89	99,67	100,27	100,82	99,65	99,66
Sp. G.	3,081	2,941	—	—	—	2,98	—	3,09	—	3,19

	10a.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.
SiO_2 .	50,86	52,67	45,92	49,07	50,57	44,83	47,60	53,50	49,15	47,97
TiO_2 .	0,63	—	—	1,65	1,02	—	Sp.	0,51	—	1,68
Al_2O_3	15,65	10,62	18,16	10,60	11,70	13,47	15,29	18,16	15,71	11,26
Fe_2O_3	10,85	10,43	1,18	12,03	12,36	11,79	7,09	8,86 }	10,10	9,09
FeO .		4,21	9,27	6,57	5,89	4,49	6,87	1,63 }		5,46
MnO .	Sp.	—	0,19	—	—	—	0,12	—	—	0,87
MgO	6,03	7,04	10,07	4,68	3,98	11,60	6,48	4,55	7,21	3,95
CaO .	11,76	11,70	7,19	8,58	7,89	4,79	8,41	7,76	10,94	11,76
Na_2O	2,01	2,19	2,12	2,56	3,70	2,34	3,62	3,04	4,43 }	5,14
K_2O .	1,56	0,65	1,78	1,76	0,82	—	1,40	1,89	1,90 }	
H_2O .	0,30	0,38	4,22	1,70	1,44	6,16	2,14	1,69	0,18	2,54
P_2O_5 .	—	—	—	—	—	—	0,46	0,18	—	—
CO_2 .	Sp.	—	—	—	—	—	0,16	—	—	—
Sa. .	99,65	99,89	100,10	99,20	99,37	99,47	100,03	102,07	99,92	99,72
Sp. G.	3,01	—	2,96	3,020	2,913	2,425-2,585	—	2,813	2,991	—

1. Diabas. Lupbodethal zwischen Allrode und Treseburg. Harz. (Mit 1,96 FeS_2 und Sp. Cl.)
2. „ Bochtenbeck zwischen Niedersfeld und Wiemeringhausen. Oberes Ruhrthal. Westfalen. (Mit 0,09 FeS_2.)
3. „ , porphyrartig und spilitisch. Oeje. Dalekarlien. Unteres Lager im Dala-Sandstein.
4. Hunnediabas. Halleberg am Südende des Wenernsees. Schweden.
5. „ West Rock, New Haven. Conn. U. S. A.
6. „ Whin Sill. Cauldron Snout, Durham. Nordengland. (Mit 0,49 FeS_2.)
7. Diabas. Richmond. Cap-Colonie. Südafrika.
8. Hypersthendiabas. Twins bei Rapidan. Culpepper Co. Virginia. U. S. A.
9. Quarzdiabas, hornblendeführend. Richmond. Cap-Colonie. Südafrika.
10. Quarzdiabas, granophyrisch. Gang in Letten-Schiefern. Seven Pagodas. Chingelput-District Präsidentschaft Madras. Ostindien.

10a. Porphyritisches Salband dieses Gesteins, ohne granophyrische Bildungen.
11. Olivindiabas. Nels Point. NO Beaufort-West, Cap-Colonie. Südafrika.
12. „ Rhosson, W. von St. Davids. Süd-Wales. England.
13. Diabas, gabbroide. Mächtiger Gang. Campo Santo bei Rio de Janeiro. Nicht ganz frisch.
14. „ hyalopilitisch. 20 cm mächtiger Gang. Caixa d'agua bei Rio de Janeiro. Durchaus frisch.
15. Diabasglas eines Stroms von Homertshausen. Rheinisches Schiefergebirge.
16. Proterobas. Fichtelberg. Fichtelgebirge. (Mit 0,39 S.)
17. „ Sperberbächel bei Andlau. Vogesen.
18. Ophit. Val d'Enfer. Hautes Pyrénées. Frankreich.
19. Ottfjällsdiabas. Generalprobe der frischesten Diabase (gangförmig) vom Ottfjäll und Middagsvålan. Jemtland. Schweden.

lichtbrechende Aggregate von Titanitkörnern umgewandelt, die man als Leukoxen (v. GÜMBEL) oder Titanomorphit (v. LASAULX) bezeichnet. — Wo ein rhombischer Pyroxen, Hypersthen (Analyse 10, S. 334) oder Bronzit vorkommt, ist er älter als Augit und daher auch mehr oder weniger idiomorph. — Olivin, auf eine Gruppe von Diabasen beschränkt, ist selten idiomorph, meist in rundlichen Körnern ausgebildet und zu Serpentin, auch wohl zu Eisenerzen umgewandelt. — Quarz ist auf eine kleine Abtheilung der Diabase beschränkt als primärer Gemengtheil; er ist dann die jüngste Bildung und füllt die Interstitien der anderen Gemengtheile oder liefert granophyrische Aggregate in Verwachsung mit Feldspath. — Als Nebengemengtheil hat der Apatit eine allgemeine Verbreitung, Zirkon ist ebenso wie in Basalten und Melaphyren sehr selten. — Wo in den Diabasen eine Grundmasse vorhanden ist, erscheint sie genau wie bei den Doleriten und Tholeiiten als Mesostasis oder Zwischenklemmungsmasse und hat die Eigenschaften wie dort. Eine allgemein verbreitete und reine Glasbasis kommt nur spärlich in schmalen Gängen, im Salband breiterer Gänge, oder als Schlackenkruste auf Strömen vor. Sie ist dann stets braun und oft sehr tiefbraun gefärbt, so dass sie nur schwer durchsichtig wird.

§ 261. Die chemische Constitution der Diabase ist genau diejenige der Basalte und Melaphyre, wie der Vergleich der Analysen 1—19, S. 336, mit denen auf S. 322 und S. 325 ergiebt. Derselbe SiO_2-Gehalt, dieselben Schwankungen in der Thonerde, die gleiche Vorherrschaft der Oxyde RO über R_2O. Abweichend ist der Charakter der Analyse 3 und deutet auf eine fremde Reihe hin; sie hat einen trachydoleritischen Typus; das Gestein, welches sie darstellt, tritt im Gebiet des Cancrinitaegirinsyenit von Särna auf (S. 134). Der Vergleich der Analysen 1—10 mit 11 nnd 12 zeigt, dass die Olivinbildung auch hier nicht im chemischen Bestande des Magmas, sondern in seinen Krystallisationsbedingungen begründet sein muss. — Analyse 13 und 14 sollen darthun, dass dasselbe Magma unter verschiedenen Bedingungen einen holokrystallin gabbroiden Diabas oder einen hyalopilitischen Melaphyr oder Basalt liefert. — Analyse 15 zeigt das Diabasglas einer Schlackenkruste auf einem Strom des rheinischen Schiefergebirges; es ist schwer zu sagen, ob der hohe Wassergehalt ursprünglich ist; bei wasserfreier Berechnung erhält man den SiO_2-Gehalt normaler Diabase. — Der Überblick über die gesammte Analysentabelle zeigt, dass die verschiedenen Diabastypen aus demselben Magma sich entwickelten.

Den normalen Verlauf einer Diabasverwitterung sollen die Analysen 1—3c, S. 338, erläutern. Analyse 1 und 2 stellen verwitterte und zu schmützig weisslichgrünlicher Farbe gebleichte Diabase des Fichtelgebirges mit hohem Gehalt an Ilmenit (sogen. Leukophyr) dar. Die Wasseraufnahme entspricht der Chlorit- und Kaolinbildung, die Kohlensäure zeigt die Menge der entstandenen Carbonate. Die verschiedenen Stadien von ziemlich normalem zu vollständig zersetztem Gestein führt

Analyse 3a—3c vor. 3b zeigt gegenüber 3a die Umwandlung von FeO in Fe_2O_3, die starke Abnahme der Eisenoxyde, der Magnesia und des Kalks, sowie des Na_2O unter Bildung von Hydraten und Carbonaten, welche schon wieder in beträchtlichem Maasse ausgelaugt wurden. Der Gehalt an K_2O könnte auf eine Muscovitbildung schliessen lassen. — In 3c liegt ein Gemenge von Kaolin mit wenig Eisenhydroxyd bezw. Chlorit und Calcit vor. Das Gestein ist fast schneeweiss. Auch bei diesem Prozess bleibt die Structur des Diabas oft in vollkommener Klarheit erhalten, wie bei der beauxitischen Verwitterung der Basalte, der mit dieser Kaolinisirung verwandt ist. — In andern Fällen begegnet man der Verwitterung zu Thoneisensteinen und lateritischen Substanzen, wie beim Basalt. — Eine besondere Art der Umwandlung wohl thermaler Natur zeigen die Diabase, welche manche Erzlagerstätten begleiten, so bei Holzappel in Nassau (Analyse 4) Agordo u. a. O.; hier entsteht ein Gemenge von Sericit mit Carbonaten, worunter die der MgO und des FeO herrschen. — Man beachte die Unbeweglichkeit der TiO_2 bei diesen Vorgängen, welche bald als Rutil, bald als Titanit fixirt wird.

	1.	2.	3a.	3b.	3c.	4.
SiO_2	47,06	41,48	47,90	46,85	41,60	36,39
TiO_2	4,50	4,81	0,82	1,12	3,79	2,46
Al_2O_3 . . .	12,25	12,43	15,60	22,62	37,20	19,63
Fe_2O_3 . . .	3,62	4,15	3,69	5,12	3,21	1,67
FeO	9,23	8,16	8,41	1,58	0,30	6,94
MnO	0,08	0,17	0,17	2,54	0,08	0,91
MgO . . .	5,31	3,99	8,11	2,01	0,02	3,34
CaO	6,53	8,48	9,99	1,25	0,23	7,12
Na_2O	2,32	2,76	2,05	0,80	0,07	0,82
K_2O	0,81	1,44	0,23	2,66	—	4,82
H_2O	3,56	3,22	2,34	8,25	13,54	2,86
P_2O_5	0,35	0,34	0,13	0,16	0,14	0,08
CO_2	4,29	5,40	0,38	1,89	0,38	12,61
Sa.	99,91	96,83	100,15	100,21	100,85	100,30
Sp. G. . . .						

1. Leukophyr. Wartleite bei Köditz. W. Hof. Fichtelgebirge.
2. „ Unterkotzau. Saalethalgehänge N. von Hof. Fichtelgebirge.
3a. Diabas. Gang in der Penokee Iron Bearing Series. Michigan. (Mit 0,15 hygrosk. Wasser, 0,03 SO_3, 0,10 NiO und CoO, 0,05 BaO, Spur Cr_2O_3.)
3b. Dasselbe Gestein in vorgeschrittener Umwandlung zu „Soapstone“. (Mit 3,12 hygrosk. Wasser, 0,06 SO_3, 0,08 NiO und CoO, 0,10 BaO.)
3c. Typischer „Soapstone“ von der Aurora-Mine. Michigan. (Mit 0,29 hygrosk. Wasser, Spur BaO.)
4. Sogen. Weisses Gebirge von Holzappel. Nassau. (Mit 0,07 CuO, 0,58 FeS_2, bestehend aus 54,37 Sericit, 11,33 Calcit, 18,32 Breunnerit, 12,39 Quarz, 2,67 Titanit, 0,47 Rutil (?), 0,58 Pyrit, 0,17 Apatit (?).

§ 262. Die Structur der eigentlichen Diabase wird wesentlich durch zwei Momente eigenartig charakterisirt: durch den vollkommenen Mangel einer Recurrenz der einen oder der andern Mineralbildung und die mehr oder weniger deutliche Primogenitur des tafel- oder leistenförmigen Plagioklas gegenüber dem Augit. Sie ist also eine streng körnige Structur bei dem Mangel einer Mesostasis und sie scheint noch öfter körnig, als sie es in Wirklichkeit ist, weil eine ursprüngliche Mesostasis oft in derselben Weise durch chloritische Aggregate ersetzt wurde, wie der Augit. Diese, wie sie oben S. 325 genannt wurde, diabasisch-körnige oder auch ophitische Structur (Fig. 58) tritt am deutlichsten hervor, wenn die Gesteine arm an Feldspath sind. Dann liegen, von den Nebengemengtheilen abgesehen, die schmalen Feldspathindividuen nach allen Richtungen des Raumes ohne sich zu berühren in einer Grundmasse aus grossen allotriomorphen Augitindividuen. Nimmt die Menge des Feldspathes zu, so berühren sich seine Individuen gegenseitig und zerschneiden die grossen Augitkörner zu eckigen polygonalen und ebenflächigen Theilen. Die körnigen Diabase aller Gegenden lassen diese eigenthümliche Structur, ebenso wie die Dolerite und Tholeiite mit blossem Auge erkennen. Je mehr der Feldspath in den Vordergrund tritt, um so mehr verliert die Structur den Diabascharakter und geht in die hypidiomorph-körnige der Gabbrogesteine über, indem zugleich die Feldspäthe dicker tafelförmig oder isometrisch werden (Gabbroïde Diabase). — Durch allmählige Übergänge verläuft die normale diabasisch-körnige unter Eintritt wechselnder Menge einer Mesostasis in die Intersertalstructur. Bei den frischen Diabasen ist diese häufiger als bei denen des geschieferten Gebirges und bei den zersetzten. — Durch Wiederkehr der Feldspath- oder der Augitbildung oder beider vollziehen sich Übergänge in typisch porphyrische, aber fast stets holokrystallin-porphyrische Structur. Gesteine dieser Art heissen Diabasporphyrite. Die



Fig. 58. Bronzitdiabas. York, Pa., U. S. A. Die Feldspäthe bei + Nic. gez. Vergr. 30 : 1.

Einsprenglinge von Feldspath und Augit sind dann idiomorph, die Grundmasse bald diabasisch-körnig, bald isometrisch und panidiomorph-körnig. Solche Diabasporphyrite erscheinen als Facies von Diabasen oder auch als selbständige Gänge. — Durch starke Zunahme der dann meistens rein glasigen Basis geht die intersertale in die hyalopilitische und durch diese in rein vitrophyrische über. Gesteine dieser Art und Diabasfacies dieser Art heissen Diabasgläser oder Hyalodiabase. Man kennt solche z. B. aus Dalekarlien (Samuel Anders-Grube) und aus Finland; hierher gehören die nach den Fundorten benannten, früher für Mineralien gehaltenen Sordawalite und Wihtisite. — Fluidale Phänomene sind bei typischen Diabasen selten und zeigen sich besonders in der Parallelordnung der Feldspäthe, sehr schön im Olivindiabas von Aasby in Schweden. — Sphärische Structurformen finden sich vereinzelt angedeutet durch Feldspath- und durch Augitsphärolithe und gelangen zu hoher Bedeutung in den Varioliten.

Die Vorkommnisse der Diabase bilden Decken, Ströme, Lager und Gänge von effusivem oder auch von intrusivem Charakter. Sie sind oft mit grosser Regelmässigkeit den Schichtencomplexen eingeschaltet und werden dann durch die Erosion oft zierlich herausgemeisselt. Sie springen im Profil nach Art von Treppenstufen und Gesimsen vor, daher Namen wie Trapp und Sill, eine Eigenschaft, die sie gleichfalls mit den Basalten gemein haben. Im stark gefalteten Gebirge werden solche Decken wohl in einzelne Theile abgeschnürt, wodurch sich die oft enorme Zahl kleiner isolirter Diabaslager auf engem Raume in demselben Horizonte erklären dürfte. — Die Absonderung der Diabase ist säulenförmig (Palissaden am Hudson u. s. w.), plattig, auch kuglig, bei kleineren Gesteinskörpern oft unregelmässig polyedrisch, besonders im gefalteten Gebirge, wo diese letzte Absonderung wohl eine Folge des Gebirgsdrucks, nicht ein Schrumpfungsphänomen ist.

§ 263. Die eigentlichen Diabase haben eine sehr grosse Verbreitung in den palaeozoischen Gebieten Deutschlands bei allenthalben sich gleichbleibendem einförmigem Charakter und meist phaneromerer Ausbildung, die ihnen den Namen „körnige Diabase" in der Geologie verschafft hat im Gegensatz zu den „dichten Diabasen", d. h. Spiliten. Im Fichtelgebirge und Frankenwalde erscheinen sie in mehreren silurischen und devonischen Horizonten, ebenso in Sachsen und Thüringen; im rheinischen Schiefergebirge liegen sie im Cambrium bei Challes unfern Stavelot, in mehreren devonischen Horizonten auf der linken und rechten Seite des Rheins und im rechtsrheinischen Culm. Das Devon des Saar- und Moselgebiets, des Lahn- und Dillthal, des

Kellerwald, die Flinzschichten beiderseits der Wenne, die Lenneschiefer im Ruhrthal in Westfalen liefern Beispiele. Besonders im rechtsrheinischen Devon sind diabasporphyritische Facies verbreitet; die grobkörnigen Arten hiessen früher Hyperite. — Die Wieder Schiefer im Harz beherbergen zahlreiche kleinere und grössere Lager. In England kennt man sie vom Cambrium an (Holyhead, St. Davids, Llanberis in Wales) durch Silur und Devon (Cumberland, Westmoreland) bis hinauf ins Carbon (Gegend von Edinburgh). — Ebenso kommen sie im skandinavischen Silur und in vielen aussereuropäischen Gebieten vor. — Nennt man Diabase nur die durchaus körnigen Effusivformen gabbroider Magmen ohne Rücksicht auf geologisches Alter, dann giebt es Diabase auch im Rothliegenden, in der Trias u. s. w. bis ins Tertiär und die Jetztzeit.

§ 264. Salitdiabas oder besser Hunnediabas (TÖRNEBOHM) nach der 200 Fuss mächtigen Decke dieses Gesteins über untersilurischen Schichten am Hunneberg und Halleberg (Analyse 4, S. 336) am Südende des Wenern Sees in Schweden, ist durch reichlichere Anwesenheit des oben besprochenen farblosen Pyroxens ausgezeichnet. Accessorisch sind nicht selten Bronzit und kleine Mengen von Biotit und brauner Hornblende, auch etwas Quarz vorhanden. Die Structur ist diabasischkörnig und intersertal. Dieser in ganz normalen Diabas und in Bronzitdiabas verlaufende Typus tritt gangförmig im Grundgebirge und Cambrium von Småland, Dalekarlien u. s. w. in Schweden, als gewaltiges Intrusivlager im Kohlenkalk von Durham und Northumberland (Great Whinsill) auf, den es in Marmor umgewandelt hat (Analyse 6), mit intrusivem und effusivem Charakter unter den sogen. triadischen Diabasen im Connecticut-Sandstein der Neu-England-Staaten (Analyse 5).

Hypersthendiabase mögen alle Diabase heissen, welche einen rhombischen Pyroxen reichlicher neben Augit enthalten. Man kennt sie aus dem Cambrium der Grafschaft Wales, Shropshire u. a. O. in England, gangförmig im Granitgebiet von Småland in Schweden, im Connecticut-Sandstein von Nordamerika (Analyse 8). Sie entsprechen den Hypersthenbasalten.

Ophit (PALASSOU) heissen in der französischen Geologie normale und uralitisirte Diabase, welche kuppenförmig am NW.-Fuss der Pyrenäen in mehreren Horizonten bis hinauf in den Lias vorkommen (Analyse 18, S, 336). Ihr Feldspath zeigt oft die bräunliche Bestäubung der Gabbrofeldspäthe und gehört theils zum Labrador, theils zum Oligoklas. Diese Ophite werden in den mesozoischen Schichten oft von Gyps und Steinsalz begleitet. An manchen Localitäten ist der Augit in Hornblende, der Feldspath in Skapolith umgewandelt

(Garraux, Bézius, Eup, St. Lary in der Haute Garonne); das ist die Grenzfacies der apatitbringenden Hyperitgabbros in Norwegen (S. 167). Der Name Ophit bezeichnet in der Literatur der pyrenäischen Halbinsel auch vielerlei andere basische Eruptivgesteine aus den Classen der Porphyrite und Melaphyre. Im mittleren Portugal treten als Ophit benannte Diabase in Gesellschaft von Tescheniten in den von CHOFFAT als typhonisch bezeichneten breiten und kurzen Thälern auf, deren Wände aus widersinnig fallenden Malmschichten bestehen, während im Thalboden Klippen von rhätischen Schichten anstehen.

Proterobase nennt man nach v. GÜMBEL gang- und lagerförmige Gesteine der Diabasfamilie, die durch accessorische braune Hornblende, z. Th. auch durch einen kleinen Quarzgehalt und reichlicheren Biotit ausgezeichnet sind. Man kennt sie aus dem Fichtelgebirge (Analyse 16, S. 336), aus der Gegend von Hohwald in den Vogesen (Analyse 17, ebenda), aus der Lausitz, vom Harz, aus dem rheinischen Schiefergebirge, aus Skandinavien u. s. w. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass sehr viele Diabase ihren abweichenden mineralogischen Charakter contact- oder dynamometamorphen Vorgängen verdanken. Man kennt bisher keinen Proterobas aus ungestörtem Gebirge.



Fig. 59. Quarzdiabas. Rawdon, Prov. Quebec, Canada. Vergr. 30:1. Nic +.

§ 265. Quarzdiabas oder Kongadiabas (TÖRNEBOHM) bildet eine Decke über Graptolithenschiefer bei Konga im südlichen Schweden. Neben dem normalen Diabas-Bestand kommt der monokline, farblos durchsichtige Mg-Fe-Pyroxen, rhombischer Pyroxen, auch Hornblende accessorisch, und Quarz als primärer Gemengtheil in nicht unbeträchtlichem Maasse vor. Dieser füllt die Interstitien der übrigen Gemengtheile oder bildet die zierlichen granophyrischen Aggregate mit Feldspath, von um so grösserem Korn, je grobkörniger das Gestein ist. Die Structur ist theils ausgesprochen diabasisch-körnig oder richtiger intersertal, wenn man die Granophyraggregate als Mesostasis gelten lässt, theils hypidiomorph-körnig, auch wohl porphyrisch durch Labrador und Augit. — Dieser zierliche Typus (Fig. 59), dessen chemische Constitution

die Analysen 9 und 10, S. 336, geben, hat eine ungeheure Verbreitung in Gangform, so im Gneiss und Unter-Silur Schonens, im Gneiss des Varangerfjord, im Mittelsilur des Menez Hom bei Brest, im Laurentian Canadas (oft granathaltig), im Oberhuron der Grafschaft Marquette in Michigan, in cambrischen und silurischen Thonschiefern der Big Belt Mts. in Montana, in Südafrika, im Gneiss der Präsidentschaft Madras in Ostindien. Allenthalben zeigen die in der Mitte oft recht grobkörnigen und gabbroiden Gänge eine starke randliche Verdichtung bis zu evident hypokrystallin-porphyrischer Structur. Analyse 10 und 10a geben den Bestand von Gangmitte und Salband.

§ 266. Olivindiabase entstehen durch Eintritt von Olivin in das normale Diabasgestein, den dann gern brauner Biotit und Amphibol reichlicher begleiten. Die Structur ist diabasisch-körnig oder intersertal und wiederholt die Verhältnisse der Olivintholeiite und Olivindolerite. Übergänge in porphyrische Structuren durch Wiederkehr der Augit- oder Feldspathbildung kommen vor. Mit zunehmendem Feldspathgehalt wird die Structur bei wachsender Korngrösse vollkommen gabbroide (Aasby-Diabas); durch Abnahme des Feldspaths bis zum Verschwinden vollziehen sich die Übergänge in Pikrite und Pikritporphyrite. — Olivindiabase sind in Deutschland selten; sie treten auf am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges im Devon und Culm (Weilburg, Dillenburg, Kellerwald an der Waldeck'schen Genze), im Cambrium von Wales (Analyse 12, S. 336) und im Carbon Englands in ziemlicher Verbreitung. Sehr mannichfaltig erscheinen sie in Schweden, so deckenartig über Untersilur an der Kinnekulle (Kinnediabas) und andern Trappbergen Westgothlands und Schonens, hier ununterscheidbar von Olivintholeiiten, sowie in den unteren (Aasbydiabas) und oberen (Särnadiabas) Horizonten des cambrischen Dalasandsteins in Dalekarlien, gangartig im Grundgebirge und Cambrium in Södermanland (Helleforsdiabas), Ostgothland, Nerike, Schonen und Jemtland (Ottfjällsdiabase, Anal. 19, z. Th. olivinfrei). In den gabbroiden Olivindiabasen zeigen die Erze und Olivine öfter die Ocellarstructur, wie in den Hyperiten (S. 158).

§ 267. Die stoffliche Verwandtschaft der Diabase mit den Gabbrogesteinen erklärt es, dass sie bei orogenetischen Vorgängen dieselben Veränderungen erleiden. Dabei bleibt in manchen Fällen der Kalknatronfeldspath erhalten, der Augit wird zu Hornblende, der Ilmenit oder Titanmagnetit zu Titanit und Rutil, oft unter deutlicher Streckung des Gesteins und angenähert paralleler Ordnung der Gemengtheile. An Stelle des Diabas liegt ein mehr oder weniger deutlich schiefriger Amphibolit vor (Scourie in Sutherland, Schottland u. a. O.). Oder der Kalknatronfeldspath spaltet sich in Albit und Epidot, bezw. Zoisit, der Augit wird uralitisch und der Vorgang vollzieht sich ohne durch-

greifende Änderung der Structur; so entstehen Saussuritdiabase (manche Leukophyre), Epidotamphibolite oder Zoisitamphibolite, wie sie vielorts in altpalaeozoischen Schiefergebirgen (in Skandinavien, Erzgebirge u. s. w.) verbreitet sind. Oder endlich durchgreifende Mineralbildung und Gesteinsstreckung gehen Hand in Hand; dann entstehen schiefrige Gesteine, welche in sehr wechselnder Combination, Anordnung und Korngrösse aus Albit bezw. bei weiterem Zerfall dieses zu hellem Glimmer und Quarz, aus diesen Mineralien nebst uralitischem, aktinolithischem, auch glaukophanähnlichem Amphibol, echtem Glaukophan, Chlorit, Epidot, Zoisit, Titanit, Rutil, Magnetit nebst wechselnden Mengen von Carbonaten bestehen. Solche dynamometamorph veränderte Diabase, in denen Reste der ursprünglichen Structur und des ursprünglichen Mineralbestandes auf die richtige Deutung führen, liefern die lange Reihe schiefriger Gesteine, welche man Epidiorite (GÜMBEL), Flaserdiabase (LOSSEN), Diabasschiefer, Grünschiefer, schiefrige Amphibolite, Chloritamphibolite, chloritische Schiefer, Chloropitschiefer, Glaukophanschiefer z. Th., Hornblendesericitschiefer u. s. w. genannt hat. Dieselben sind allverbreitet im Harz, Erzgebirge, Fichtelgebirge, Taunus, Soonwald, Ardennen, Norwegen, Finland, Cornwall, Wales, Canada u. s. w. Ganz besonders wichtig sind solche Localitäten, an denen man in vereinzelten Quetschzonen im normalen Gestein (Rauenthal im Taunus, Analyse 1a und 1b, S. 345), durch deutliche Reste des ursprünglichen Bestandes (Soonwald), durch den Verfolg des Processes im anstehenden Gestein u. dergl. Anfang und Ende der Reihe darthun kann. Dass bei diesem Vorgange der chemische Charakter des Diabas deutlich erhalten bleibt, sollen die Analysen 1—7, S. 345, zeigen. Derartige Umwandlungsproducte sind auch die als Valrheinit, Cucalit, Gadriolit, Paradiorit, Hypholith und Chlorogrisonit bezeichneten Lager der rhätischen Alpen. — Im grossartigen Maassstabe findet dieser Process statt in den Diabasen und Melaphyren des Marquette-, Menominee- und Penokee-Districts in Michigan und Wisconsin, in den archäischen Melaphyren und Augitporphyriten der Gegend von Tavastehus und Tammerfors im südwestlichen Finland u. s. w.

§ 268. Exomorphe Contactbildungen an den Diabasen sind besonders an Thonschiefern und Phylliten bekannt. Sie treten bald nur im Hangenden, bald nur im Liegenden, bald rund um den Diabas auf und bilden dann also echte Contacthöfe; vergl. Fig. 60, die alle drei Fälle in einem Profil darstellt. Ihre Dimensionen sind gering und können nicht entfernt mit denen der Tiefengesteine verglichen werden; sie haben oft nur wenige Fuss, höchstens einige Dekameter Durchmesser. Auch herrscht selten die hohe Regelmässig-

	1a.	1b.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	8a.	9.
SiO_2 . .	51,82	44,28	44,45	45,55	46,08	46,60	51,58	47,38	47,45	49,78	49,34
TiO_2 . .	0,44	0,93	2,58	1,87	1,53	0,77	0,19	3,07	1,47	2,22	—
Al_2O_3 .	11,66	18,72	14,33	14,98	16,06	15,50	19,52	16,67	14,83	13,13	14,52
Fe_2O_3 .	4,39	4,01	3,19	3,16	1,50	4,21	4,48	4,64	2,47	4,35	16,05
FeO . .	5,46	10,24	8,55	9,60	8,57	5,69	4,64	6,47	14,71	11,71	
MnO . .	—	—	0,17	—	—	—	—	0,26	0,27	—	—
MgO . .	7,02	7,64	7,00	7,40	8,49	6,82	5,40	4,11	5,00	5,40	5,72
CaO . .	12,65	7,56	12,62	12,15	8,68	8,21	4,37	10,81	8,87	8,92	9,11
Na_2O .	3,38	3,49	1,87	1,80	2,81	3,65	4,57	3,02	2,97	2,39	3,02
K_2O . .	0,32	0,74	0,88	1,28	0,38	1,61	2,10	0,93	0,99	1,05	1,23
H_2O . .	1,25	1,75	4,00	1,75	5,97	4,65	2,91	1,25*	1,00	1,14	1,60*
P_2O_5 .	—	—	0,45	0,19	0,18	0,19	—	0,42	—	—	—
CO_2 . .	1,01	0,67	—	0,16	0,10	1,79	—	Sp.	0,36	0,10	—
S . .	0,32	0,41	0,14	0,30	—	—	0,31	—	—	—	—
Sa. . .	99,72	100,43	100,31	100,19	100,57	99,91	100,07	99,03	100,12	100,46	100,59
Sp. G. .	3,008	2,960	3,11	3,060	2,948	2,871	2,861	—	3,10	3,15	—

* Glühverlust.

1a. Diabas, ungequetscht. Rauenthal. Taunus.
1b. Quetschzonen aus Diabas. Rauenthal. Taunus.
2. Grüner Schiefer. Zwischen Argenschwang und Spall im Fahrweg anstehend, linksrheinischer Taunus. (Mit 0,08 organ. Substanz.)
3. „ „ Fischbachthal, unterhalb Winterburg, an der Strasse nach Kreuznach, rechtes Ufer. (Mit Augitresten.)
4. „ „ Zwischen Dalberg und Spaabrücken. (Mit 0,07 organ. Substanz und 0,15 FeS_2.)
5. „ „ Zwischen Wallhausen und Dalberg. (Mit 0,22 SO_3.)
6. „Hornblendesericitschiefer.“ Abhang nach Ruppertshain, rechtsrheinischer Taunus.
7. Epidiorit. Eisenbühl bei Naila. Fichtelgebirge.
8. Diabas. Gang in Gneiss. Scourie. Sutherlandshire. Schottland.
8a. Hornblendeschiefer, der aus dem Diabas hervorgegangen ist; von demselben Gange. Die Korngrösse im Hornblendeschiefer ist geringer, als im Diabas; der Wechsel von feldspathreichen und feldspatharmen Lagen im Hornblendeschiefer ist deutlich.
9. Uralitporphyrit. Tyoläjärvenoja in Ylojärvi. Gegend von Tammerfors. Archäisch.

keit, wie dort; sehr oft fehlen Glieder aus der Reihe der Contactgebilde. Bei der Annäherung an den Diabas werden die Schiefer zunächst härter und etwas glänzend, dann bilden sich in ihnen, mehr vereinzelt bis dicht gedrängt rundliche bis elliptische, im frischen Zustand grüne, im zersetzten braune Flecken: das Stadium der Spilosite (ZINCKEN); diese fliessen bisweilen zu Reihen und Bändern zusammmen, Desmosite (ZINCKEN). Solche Spilosite erinnern in ihrem Aussehen einigermaassen an die Knotenthonschiefer der Granitcontacthöfe, unterscheiden sich aber schon durch die grüne Farbe und bestehen hier aus Häufchen von Chloritschüppchen, durch deren Ver-

witterung Limonit entsteht. Dabei ist die Grundmasse der Schiefer oft höher krystallin geworden und zeigt Neubildungen von farblosem Glimmer und Chlorit, wohl auch schon von Albit. Näher am Diabas werden die Schiefer dicht, hornsteinähnlich, muschlig und scharfkantig brechend, oft hellerfarbig und kantendurchscheinend und verlieren die Schieferstructur mehr oder weniger. Ihre Farbe ist lichtgrau bis weisslich, selten dunkel oder in Streifen und Flammen verschieden. Sie schmelzen vor dem Löthrohr unter starker Gelbfärbung der Flamme; bei Verwitterung überziehen sie sich mit einer papierdünnen mattweisslichen Rinde. Diese Producte der innersten Theile der Diabascontacthöfe heissen Adinole und bestehen aus äusserst feinkörnigem Gemenge von allotriomorph begrenztem Albit und Quarz, denen sich sehr spärlich Aktinolith, Epidot, Rutil oder Anatas oder auch Titanit zugesellt. — Der Hauptunterschied gegenüber den Tiefengesteins-Contacthöfen liegt in der durchgreifenden chemischen Veränderung der Schiefer. Die Analysen 1a—1c, 2a—2c und 4a—4c, S. 347 zeigen verschiedene Stadien der Veränderung mit abnehmender Entfernung vom Diabas. Man sieht, dass die Oxyde RO und K_2O schein-

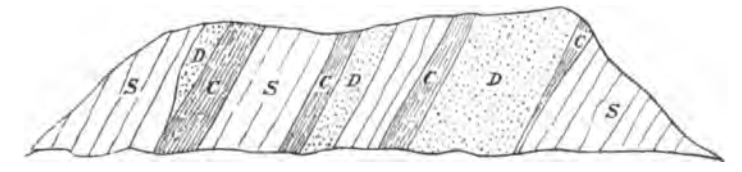


Fig. 60. Contact von Diabas mit hercynischem Schiefer. (Nach E. KAYSER). Allrode Harz. S = Schiefer, D = Diabas, C = Contactgestein.

bar stark abnehmen, hingegen SiO_2 und Na_2O beträchtlich zunehmen, d. h. Kieselsäure und Natron werden der Schiefersubstanz reichlich zugeführt. Chemisch gemeinsam mit den Tiefengesteinscontacthöfen ist die Abnahme des Wassers und der kohligen Substanzen. — Analyse 3 zeigt ein fast reines Albit-Quarz-Gemenge. — Grobkörnige Trümer von Albit und Quarz durchziehen bisweilen die dichten Adinole und Desmosite. — Der Harz, die Saar- und Moselgegenden, der nördliche Odenwald, das Fichtelgebirge und Voigtland, das Plateau Menez Hom bei Brest, Michigan u. a. O. liefern gute Beispiele.

An andern Orten (Oberes Ruhrthal in Westfalen, Gegend von Baden, südliches Frankreich u. a. O.) fehlt die Spilosit-Adinolbildung und es entwickeln sich hornfelsartige Contactproducte, ähnlich denen in den Tiefengesteinscontacthöfen. Solche zeigen sich auch an Tholeiiten des Rothliegenden in den Lebacher Schichten vom Schaumberg bei Tholey, zwischen Schnellbach und Nesselhof in Thüringen; sogar Andalusit und Chiastolith sollen vorkommen (Lietheberg bei Pans-

	1a.	1b.	1c.	2a.	2b.	2c.	3.	4a.	4b.	4c.
SiO_2	69,27	73,74	75,25	54,02	55,06	72,63	76,30	60,28	57,77	74,16
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	0,69	0,92	0,37
Al_2O_3	13,12	14,81	11,80	21,22	19,75	15,81	14,68	22,61	19,35	11,85
Fe_2O_3	0,62	0,02	Sp.	2,51	1,83	—	—	2,53	1,29	0,32
FeO	5,24	1,31	1,76	6,48	7,55	0,74	Sp.	0,45	3,37	1,66
MnO	0,09	0,11	—	1,74	—	—	—	Sp.	Sp.	0,06
MgO	1,36	1,29	1,57	3,01	2,21	1,21	0,02	1,35	4,35	2,10
CaO	0,12	0,61	0,32	1,64	3,59	1,02	0,18	0,13	1,71	2,10
Na_2O	2,25	5,47	7,54	3,36	7,51	8,33	7,77	0,54	8,22	6,57
K_2O	4,31	1,51	0,61	3,71	0,84	0,75	0,53	5,73	0,22	0,15
H_2O	3,36	0,70	0,81	1,97	1,83	0,61	0,48	3,62	2,34	0,52
CO_2	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09
FeS_2	0,62	0,84	0,49	—	—	—	P_2O_5	0,03	0,04	0,08
Organ. Subst. .	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	—	0,97	—	0,18
Sa.	100,40	100,41	100,15	99,66	100,17	101,10	99,96	99,57	99,76	100,76
Sp. G.	2,653	2,658	2,653	2,678	2,813	2,778	2,637	—	—	—

1a. Weicher, dunkelblauer Thonschiefer, feingefältelt; mit äusserst kleinen weissen Glimmerblättchen in der Grundmasse. Allrode im Harz.

1b. Hartes, dunkelblaues Gestein mit splittrigem bis kleinmuschligem Bruch. Enthält zahlreiche dunkle Knötchen in der Grundmasse. Ebenda.

1c. Sehr hartes hellgraues, hornsteinähnliches Gestein mit halbmuschligem Bruch. Adinole. Ebenda.

2a. Fleckschiefer (Spilosit) von weisslicher Farbe, mit deutlicher feinflasriger Textur und fast linsengrossen Concretionen. Heinrichsburg bei Mägdesprung. Harz.

2b. Hartes, dichtes, gebändertes Gestein (Desmosit). Ebenda.

2c. Sehr hartes, dichtes, hellgraues, hälleflintähnliches Gestein mit muschligem Bruch (Adinole). Ebenda.

3. Äusserst hartes, dichtes, weissliches, flintähnliches Gestein mit flachmuschligem Bruch. Adinole. Gitzhügel bei Hasselfelde. Harz.

4a. Unterhuronischer Thonschiefer. Thal des Michigamme Flusses. Obere Halbinsel, Michigan (mit 0,04 BaO, Spur SrO, 0,60 hygrosk. Wasser).

4b. Spilosit, ebendaher. (Mit 0,18 hygroskop. Wasser, Spur SrO.)

4c. Adinole, ebendaher. (Mit 0,05 hygrosk. Wasser.)

felde, Harz, Weilburg an der Lahn). — Kalksteine werden marmorisirt oder in Kalksilikathornfels umgewandelt. — Turmalinreiche Hornfelse kommen am liegenden Contact der Diabase bei Weehawken in New Jersey vor.

Fremde Einschlüsse von Quarz, Granit u. s. w. im Diabas erfahren dieselben Veränderungen wie im Basalt (Alsarp in Schweden, Christiania).

§ 269. Spilite (AL. BRONGNIART) sind einsprenglingsfreie oder doch äusserst einsprenglingsarme, sehr feinkörnige bis dichte, grünliche bis graugrünliche Ergussgesteine, die zu den Effusivformen der Gabbromagmen gehören und sich durch grosse Neigung zur

Mandelsteinstructur, meist dünnplattige oder kuglige Absonderung und leichte Verwitterbarkeit auszeichnen. Verwitterung bräunt sie. Die oft bis zu schlackigem Gefüge sich häufenden Mandelräume sind zunächst durch Delessit ausgepolstert und dann meistens mit Calcit, seltener mit Kieselmineralien, ausnahmsweise mit Epidot, Strahlstein u. s. f. ausgefüllt. Diesem Gefüge verdanken sie die Bezeichnungen Kalkdiabas, Diabasmandelstein, Blatterstein (Variolites du Drac), dem feinen Korn die Namen Aphanit, dichter Diabas. Vielen Vorkommnissen fehlt indessen die Mandelsteinstructur vollständig.

Im frischen Zustande bauen sich die Spilite aus äusserst schmalen bis zu trichitischer Zartheit herabsteigenden Plagioklasleistchen als stark vorherrschendem Gemengtheil auf; dieselben sind fast immer vorzüglich fluidal geordnet, oft auch zu radial gebauten Sphärokrystallen aggregirt. — Der nächstwichtige Gemengtheil Augit ist identisch mit dem der Diabase, erscheint aber zumeist in kleinen Körnern, die reihenförmig zwischen den Feldspathleistchen liegen; auch gegabelte Mikrolithe von Augit kommen vor, ebenso wie Augitsphärolithe. Eisenerze fehlen nicht, Apatit tritt sehr vereinzelt auf und im frischen Zustande ist beinahe ausnahmslos in geringer Menge eine braune Glasbasis vorhanden. Alle Bildungen gehören der Effusivperiode an; selten treten intratellurische Ausscheidungen von Augit oder Feldspath auf.

Spilite sind gern mit Diabasporphyriten vergesellschaftet und haben eine weite Verbreitung im rheinischen Schiefergebirge (Weilburg, Diez, Sechshelden, Balduinstein u. s. w.), im Fichtelgebirge bei Hof, Berneck, Weberschwang u. s. w., im Frankenwalde und sächsischen Voigtlande, im schottischen Silur, in der Dauphiné und mit gleichen Eigenschaften wie im palaeozoischen Gebirge auch im Flysch des Cantons Schwyz (Eisentobel bei Iberg) und Waadt (Chateau d'Oex), sowie im Verrucano des Kärpfstocks (olivinführend), in Californien. Für viele Vorkommnisse ist eine kuglige bis ellipsoidische Absonderung bezeichnend, wobei die Kugeln und Ellipsoide (mit wenigen dm bis über 1 m Durchmesser) sich oft gegenseitig abplatten oder gelenkartig flach ineinandergreifen, auch oft durch nicht kugligschalige Gesteinstheile getrennt werden. Merkwürdigerweise liegen die Mandelräume in Schalen der äusseren Fläche der Sphäroide parallel geordnet und werden spärlich oder fehlen nach dem Centrum hin.

Durch starke Häufung sphärolithischer Bildungen in den Spiliten entstehen die Variolite (Variolites de la Durance). Dann liegen in einer für das Auge und die Loupe unauflöslichen grünen Grundmasse von lithoidem Habitus bald einzeln, bald zu Häufchen und Reihen, ja zu grossen Massen gehäuft weissliche, röthlichweisse, auch wohl violette Kügelchen von porcellanartigem Aussehen, welche auf der verwitterten Oberfläche warzenartig

	1.	2.	3a.	3b.
SiO_2	52,79	56,12	33,71	64,23
Al_2O_3	11,76	17,40	18,11	13,46
Fe_2O_3	—	7,79	14,82	8,29
FeO	11,07	—	10,58	—
MnO	Sp.	Sp.	0,20	—
MgO	9,01	3,41	2,99	1,58
CaO	5,90	8,74	5,84	4,63
Na_2O	3,07	3,72	3,80	5,36
K_2O	1,16	0,24	2,63	1,75
H_2O	4,38*	1,93*	7,12	—
Sa.	99,14	99,86	99,80	99,40
Sp. G.	2,896	2,923	—	—

* Glühverlust.

1. Variolit. Aus der Durance. Geschiebe.
2. Variolen aus Variolit. S. des Dorfes Mont Génèvre bei Besançon. (Mit 0,51 Cr_2O_3.)

3a. Grundmasse des Variolits am Kurplatz von Berneck. Fichtelgebirge.

3b. Variolen aus demselben Gestein.

hervorragen. Sie heissen Variolen und sind äusserst feinfasrige Feldspathsphärolithe von oft sehr regelmässigem, aber auch oft sehr unregelmässigem Bau, zwischen deren Fasern Augitkörner, Ilmenittafeln und ihre Umwandlungsproducte liegen und die oft mit der Gesteinsgrundmasse wie durchtränkt sind. Daher können die Analysen der Variolen Analyse 2 und 3b keine reine Feldspathformel geben. An gewissen Fundorten kommen auch Amphibolsphärolithe vor, die wohl ursprünglich aus Augit bestanden. Die grünen Grundmassen waren ursprünglich glasig und sind erst durch secundäre Vorgänge holokrystallin geworden; ihre Farbe verdanken sie fein vertheiltem Chlorit. Mikrolithe und Krystallskelette von Augit, Ilmenit und Magnetit sind nicht selten; Feldspath pflegt ganz zu fehlen. Kleine Mandelräume kommen vor und sind mit Calcit, Quarz, Epidot, Strahlstein erfüllt. — Analyse 1 lässt den Diabascharakter der Variolite deutlich erkennen; Analyse 3a zeigt die Grundmasse eines allerdings hochgradig unfrischen Gesteins. — Solche Variolite sind verbreitet im Fichtelgebirge (Berneck, Raitschin u. a. O.), im sächsischen Voigtlande (Schönfels) und im Frankenwalde besonders an der Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon, im rheinischen Schiefergebirge, besonders schön am Mont Génèvre zwischen Briançon und Césannes, von wo sie als Geschiebe in die Durance und Dora gelangen, an der Riviera di Levante u. s. w. — Aber nicht nur an Spiliten, sondern auch an Diabasen (Homertshausen, Hessen und Jalguba im Gouv. Olonetz in Russland) finden sich Variolite als randliche Bildungen und in deutlicher Beziehung zu vitrophyrischer Structur. Mehrfach wird betont, dass die Variolen nicht unmittelbar an der Grenzfläche, sondern erst in geringem Abstande von derselben erscheinen, und merkwürdigerweise ist ihre Anwesenheit, ebenso wie die der Kalkmandeln in den Spiliten, mehrfach an kugelschalenartige Absonderungsflächen gebunden.

§ 270. Schalsteine sind wohlgeschichtete, dünnplattige bis schiefrige, meistens grünliche, auch bräunliche bis gelbliche und graue

	1.	2.	3.	4.
SiO_2	45,10	49,13	44,37	65,16
Al_2O_3	12,02	14,76	19,26	15,56
Fe_2O_3	6,38	16,40	8,35	2,11
FeO	6,55	—	0,72	3,39
MgO	9,90	4,41	1,10	2,40
CaO	8,12	9,05	0,92	6,70
Na_2O	2,89 (mit K_2O)	2,96	2,78	2,54
K_2O		1,81	5,96	1,47
P_2O_5	0,53	—	0,92	1,11*
Sa.	99,52	100,18	99,27	100,80
Sp. G.	—	—	2,818	—

* Glühverlust.

1. Schalstein. Töpen NW. Hof. Fichtelgebirge. (Mit 3,41 CO_2 und 4,62 H_2O; in HCl lösen sich 46,27 %.)
2. „ Siebenschitz NW. Hof. (Mit 1,66 H_2O, CO_2 und Glühverlust; in HCl lösen sich 30,38 %.)
3. „ Villmar bei Runkel. Nassau. (Mit 0,04 Mn_3O_4, 3,31 H_2O, 10,82 $CaCO_3$, 0,36 $MgCO_3$, 0,20 $FeCO_3$, 0,16 $MnCO_3$.)
4. „Porphyritoid". Plagioklas, einsprenglingsartig und in Grundmasse, Quarz, Biotit, Hornblende. Wohl Diabas- oder Metaphyrtuff mit Quarz- und Thonsediment; dynamisch verändert. Aus Grundgebirgsschiefern. Löytökorpi in Kankanpää. SW Finland. (Mit 0,36 MnO.)

Gesteine, welche an zahlreichen Orten in der Begleitung des Diabas und des Spilits auftreten und vorwiegend aus klastischem Diabasmaterial und dessen Umwandlungsproducten bestehen. Fragmente der Krystalle von Plagioklas und Augit, Strahlstein, Eisenerzkörner und Krystalle, Chlorit, Titanit, Anatas, Epidot, thonige Substanzen und Carbonate sind die wesentlichsten Gemengtheile. Die Carbonate sind oft eisenreich und wittern unter Hinterlassung von Rostflecken aus; grünfleckig erscheint der Schalstein durch Anhäufungen von Chlorit und Hornblende, graulichweisse bis ölgrüne Flecken rühren oft von Sericit her. Mit dem Diabasmaterial sind kalkige und thonige Sedimente und Quarzsand in wechselndem Verhältnisse gemengt, wodurch Übergänge in Kalkstein und Schieferthon entstehen. Analyse 1 und 2 zeigen die normale Zusammensetzung eines unfrischen Diabas, Analyse 3 zeigt einen mit glimmerigen Substanzen und Carbonaten reichlich gemengten Schalstein. — Die Structur ist flasrig oder schiefrig in mehr oder weniger deutlichem Grade. — Die leichte Angreifbarkeit des Diabasmaterials erklärt es, dass die Schalsteine (Diabastuffe), soweit bekannt, nirgends glasige Aschentheilchen weder nach Bestand noch nach Form mehr erkennen lassen. Die ursprüngliche Lapilli-Form ist oft wohl erhalten. Fichtelgebirge, rheinisches Schieferge-

birge, Harz, Erzgebirge u. s. w. liefern Beispiele. Vielfach werden in der Literatur Spilitmandelsteine mit Schalsteinen verwechselt.

Die Schalsteine erleiden bei gebirgsbildenden Vorgängen ganz dieselben Umwandlungen, wie die Diabase und werden zu mancherlei Grünsteinen, deren chemische Zusammensetzung dann mannigfach von derjenigen der eigentlichen Diabasgrünsteine abweicht, natürlich im Sinne des ursprünglich dem Eruptivmaterial beigemengten Sedimentes.

Die Familie der Pikrite und Pikritporphyrite.

§ **271.** Pikrite (TSCHERMAK) sind die Ergussformen der peridotitischen Magmen und bilden ebenso nur einen Anhang zu den Olivindiabasen und Melaphyren, aus denen sie durch Ausfall des Plagioklas hervorgehen, wie die Peridotite zu den Olivingabbros. Es sind mittel- bis feinkörnige, grünlichschwarze bis schwarze Gesteine, welche in einer mit Serpentin und Chlorit gemengten scheinbaren Grundmasse Individuen von Augit und oft Biotit, selten und vereinzelt Plagioklas, und Eisenerze erkennen lassen. U. d. M. erweisen sie sich als ursprünglich aus rothbraunem basaltischem Augit oder grünem Chromdiopsid (Analyse a und b), nebst Olivin (mit auffallend hohem CaO-Gehalt in Analyse d) und Eisenerzen zusammengesetzt. Die Verwitterung des Olivins und Augits liefert die scheinbare Grundmasse. Braune Hornblende und rhombischer Pyroxen (Analyse c) sind häufige Nebengemengtheile; an manchen Orten tritt in Spuren auch ein basischer Kalknatronfeldspath auf. Apatit fehlt wohl nie ganz.

Den chemischen Bestand geben die Analysen 1—6; es ist derjenige der Peridotite; der hohe Wassergehalt und das specifische Gewicht sind ein Maass für den Grad der Umwandlung in Serpentin und Chlorit. — Analyse 3 bezieht sich auf ein feldspathhaltiges Gestein der Familie. — Der NiO-Gehalt sorgfältiger Analysen gehört dem Olivin an, Pikrite sind ebenso wie Olivindiabase Nickelbringer.

Die Structur der normalen Pikrite ist durchaus körnig; die Eisenerze (Ilmenit oder Magnetit) und Apatit sind die Erstlinge der Krystallisation, dann folgt der Olivin oder seine Pseudomorphosen (meist Serpentin, oft Iddingsit, gelegentlich auch Strahlstein-Pilit) in idiomorphen Individuen, sehr oft poikilitisch in dem jüngeren Augit eingewachsen. Mit Eintritt von etwas Feldspath kommen Anklänge an intersertale Structur. — Gar nicht selten sind kleine Mengen einer braundurchsichtigen Glasbasis vorhanden und auch der Augit ist dann idiomorph; solche Gesteine heissen Pikritporphyrite.

Die Pikrite sind weitverbreitete Begleiter von Diabasgesteinen, so im Unterdevon des rheinischen Schiefergebirges (Burg bei Herborn

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	a.	b.	c.	d.
SiO_2 . .	41,48	37,12	40,37	39,10	41,31	41,35	40,79	50,44	52,63	54,20	42,53
TiO_2 . .	0,18	0,40	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3 . .	3,61	4,96	9,86	4,94	2,43	13,90	10,41	5,11	2,24	2,05	—
Cr_2O_3 . .	Sp.	—	—	0,45	1,25	—	—	1,40	0,72	0,29	—
Fe_2O_3 . .	6,26	8,92	4,76	4,31	13,89	8,24	3,52	—	—	—	—
FeO . .	8,46	7,62	8,34	11,44	7,34	7,13	6,39	9,70	6,84	10,08	6,48
MnO . .	0,37	0,40	—	0,28	0,38	—	—	—	—	—	—
MgO . .	25,27	26,92	21,63	29,18	21,38	8,79	23,34	17,42	17,30	29,00	35,68
CaO . .	6,55	6,14	4,74	3,95	3,28	11,65	8,48	14,63	20,04	2,49	14,09
Na_2O . .	0,29	0,40	3,61	—	—	0,15	1,71	—	—	—	—
K_2O . .	0,09	0,49	0,82	Sp.	—	0,16	0,71	—	—	—	—
H_2O . .	4,57*	5,04	5,04	5,67	7,12	5,35	4,04	—	0,57*	0,42*	—
P_2O_5 . .	0,17	0,10	—	Sp.	Sp.	0,22	—	—	—	—	—
CO_2 . .	0,17	0,09	—	Sp.	Sp.	2,70	Sp.	—	—	—	—
Sa. . .	97,47	98,60	99,17	99,48	99,82	99,64	99,39	98,70	100,34	98,53	98,78
Sp. G. .	—	—	3,108	2,93	—	—	2,960	3,202	—	—	—

* Glühverlust.

1. Pikrit. Stollen zwischen Lichtenberg und Hirschberg. Fichtelgebirge.
2. „ Schwarzenstein bei Trogen. Fichtelgebirge.
3. „ Burg. Nassau.
4. „ Schwarze Steine, O. Wallenfels. Nassau. (Mit 0,16 NiO, Sp. Cu, Co, Bi, S.)
5. „ Nickelgrube Hülfe Gottes, Weyherhecker Thal. Nassau. (Mit 0,66 NiO, 0,78 FeS_2, Spur von Co, Na, Ni.)
6. „ Stranik bei Hotzendorf. Mähren.
7. Pikritporphyrit. Gümbelberg bei Neutitschein. Österr.-Schlesien.

a. Chromdiopsid aus Anal. 4.
b. „ „ „ 2.
c. Bronzit „ „ 2.
d. Olivin „ „ 4.

und in vielen Kuppen zwischen Flammersbach und Aschenbach, Analyse 3—5), im Erzgebirge und sächsischen Voigtlande, im Fichtelgebirge (Analyse 1 und 2) oft übergehend in Pikritporphyrite und z. Th. begleitet von Schalsteinen, in Cornwall, Devonshire u. s. w., im Carbon des Firth of Forth, in der Kreide von Österreichisch-Schlesien bei Neutitschein und Ellgoth in Gesellschaft der Teschenite (Analyse 6 und 7).

Die Familie der Trachydolerite[1].

§ 272. Als Trachydolerite werden hier die Ergussformen essexitischer Magmen bezeichnet. Wie die Essexite an sich manche

[1] Der Name Trachydolerit wurde 1841 von ABICH für Ergussgesteine eingeführt, in denen neben Alkalifeldspäthen und Hornblende auch SiO_2-ärmere Feldspäthe und Augit zu erwarten seien. Der Name ist ziemlich in

Eigenthümlichkeiten der Gabbro- und Alkalisyenitmagmen in sich vereinigen, so participiren die Trachydolerite an der Besonderheit alkalitrachytischer und doleritischer Magmen. Sie vermitteln zwischen den Alkalitrachyten und Phonolithen einerseits und den Tephriten andererseits. Nahe verwandt ist der Arsotypus der normalen Trachyte und die Andesite vom Typus der siebengebirgischen (Anal. 5 S. 306).

Die Trachydolerite sind aschgraue bis dunkelgraue porphyrische Ergussgesteine, in deren feinkörniger, sich rauh anfühlender und oft sehr poröser Grundmasse Einsprenglinge eines meist basischen Kalknatronfeldspaths nebst solchen von Pyroxen liegen, die oft von Sanidin, einem Mineral der Hauynfamilie und von Hornblende, auch von Olivin begleitet werden. Das Mikroskop enthüllt oft einen kleinen Gehalt an Leucit oder Nephelin. Titanit ist ein häufiger Übergemengtheil.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind z. Th. als Andesin, z. Th. als Labrador und Bytownit nachgewiesen, tafelförmig nach M, schalig gebaut, und von glasigem Habitus. — Sanidin und Anorthoklas erscheinen in wechselnder Menge. — Der herrschende farbige Einsprengling ist Aegirinaugit oder Diopsid mit Aegirinaugit- bezw. Aegirinmänteln. — Daneben kommt oft in grösserer Menge eine barkevikitische Hornblende, seltener Biotit vor. — Hauyn, Nosean oder Sodalith treten nur in intratellurischer Generation und durchaus idiomorph auf; ihre Farbe ist blau, weisslich. auch röthlichgelb und grau. Ihre Menge kann recht gross werden, während der Feldspath sich bisweilen sehr versteckt. — Die Grundmassen sind sehr vielgestaltig, bald holokrystallin, bald hypokrystallin, selten mehr oder weniger glasig. Gegenüber den verwandten trachytischen Gesteinen fällt sofort der grössere Reichthum und die überraschende Mannichfaltigkeit der farbigen Gemengtheile zweiter Generation auf, unter denen Aegirinaugit, Aegirin, seltener Augit, verschiedene Amphibole und auch Biotit in wechselnden Mengen nebeneinander bis zum Ausschluss des einen oder des andern vorkommen. — Der Olivin, fast immer stark corrodirt, fehlt oft ganz, tritt aber in andern Vorkommnissen sogar als Grundmassegemengtheil auf. — Die Feldspäthe der Grundmasse wechseln ihrem Charakter nach sehr; oft ist Sanidin reichlich, oft nur spärlich oder kaum nachweisbar vorhanden; er bildet schmale Leisten ebenso wie der sehr verbreitete Oligoklas. Leucit oder Nephelin sind zwar nicht gar so selten in kleinen Mengen vorhanden, entziehen sich aber leicht der Wahrnehmung. Eisenerz pflegt ziemlich reichlich aufzutreten, Apatit nicht eben spärlich. — Zirkon ist selten. — Wo eine Basis vorhanden ist, wird sie braun durchsichtig.

Den chemischen Bestand ergeben die Analysen der Tabelle auf S. 355. Von extremen Gliedern (15, 16, 18) abgesehen, erkennt

---

Vergessenheit gerathen und die mineralogische Definition ABICH's nicht haltbar. Aber chemisch und geologisch hatte ABICH recht und so mag dieser Name hier wieder eingeführt werden.

man deutlich die charakteristischen Züge der Essexite, gleichzeitig hohen Gehalt an den Oxyden RO (mit meistens zurücktretendem MgO) und an Alkalien bei ebenfalls hohem Al_2O_3, modificirt durch die Eigenthümlichkeiten der Ergussgesteine gegenüber den analogen Tiefenformen, die sich hier besonders in dem höheren SiO_2 ausdrücken. Die Häufigkeit der Hauynmineralien beweisen die Angaben über vorhandenes Cl und SO_3. TiO_2 gehört grossentheils zum Titanit, anderntheils zu den Eisenerzen. Im Übrigen entsprechen die nicht unbeträchtlichen Schwankungen in den Einzelwerthen der natürlichen Stellung einer Übergangsgruppe. — Chemisch sei für die Trachydolerite nochmals auf die nahe Verwandtschaft mit den sogen. „Augitandesiten" der Insel Pantelleria hingewiesen (S. 286), deren Einsprenglinge Anorthoklas, Diopsid und Aegirinaugit nebst etwas Olivin sind und deren Grundmasse bei trachytoidem Gefüge ganz die Charaktere der trachydoleritischen Grundmassen besitzt.

Die allenthalben deutlich porphyrische Structur entspricht in vielen Vorkommnissen dem trachytoiden Typus nur mit reichlicherem Gehalt an farbigen Gemengtheilen, in andern den pilotaxitischen und hyalopilitischen Typen der Andesite, aber meistens in deutlicher mikrophaneromerer Ausbildung; vitrophyrische Structuren sind selten. — Fluidalphänomene sind verbreitet.

Die Trachydolerite bilden Ströme und Gänge und erscheinen in der Gesellschaft von Alkalitrachyten, Phonolithen und Tephriten, zu welchen hin vermittelnde Zwischenglieder auftreten. Ein Hauptverbreitungsgebiet haben sie auf den Canarischen Inseln und den Azoren; besonders bekannt sind sie auf S. Miguel, Fayal, Gran Canaria und Tenerife (Analyse 1, 2, 5 und 6), theils frei von Hauynmineralien, theils reich daran (Guinigada, Tenoya, Tres Montañas auf Gran Canaria u. a.), im Cantal und Mont Dore, auf den Columbrete-Inseln (Analyse 3a und 4), auf Stromboli, im Böhmischen Mittelgebirge (Analyse 7 und 8). Dass der Typus auch in Deutschland nicht fehlt, beweist die allerdings den Phonolithen nahestehende Analyse 18[1]; der normale Typus nähert sich eben vielfach einerseits dem Phonolith, andererseits dem Basalt. — Hierher gehören auch als eine recht basische Form die basaltoiden Kulaite (H. S. WASHINGTON) von Kula in Lydien, die Einsprenglinge von Hornblende, Augit und Olivin, aber keinen Feldspath in einer hyalopilitischen, oft glasreichen Grundmasse führen, die etwas Leucit enthält (Analyse 9 und 10), sowie die Shoshonite, Banakite und Absarokite (IDDINGS) aus dem Yellowstone

---

[1] Keineswegs aber gehört hierher der sogen. Isenit (SANDBERGER) nach der von BERTELS mitgetheilten Analyse.

	1.	2.	3a.	3b.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
SiO_2 .	56,49	51,76	53,12	46,39	56,19	56,06	55,40	55,02	52,34	48,24	47,74	52,49	52,98	50,06	51,82	60,89	47,28	51,76	59,87
TiO_2 .	—	—	0,25	0,72	0,57	Sp.	0,43	Sp.	0,14	—	—	0,81	0,72	0,51	0,71	0,49	0,88	0,47	—
Al_2O_3	22,08	16,64	20,48	19,03	20,25	21,05	21,03	18,14	19,90	20,64	20,95	17,89	19,67	17,00	16,75	17,14	11,56	12,36	22,52
Fe_2O_3	—	14,06	5,13	9,79	2,76	3,42	1,64	6,03	6,57	4,63	3,29	5,76	3,07	2,96	4,56	3,32	3,52	4,88	0,32
FeO .	5,11	—	1,50	0,96	2,32	2,14	3,04	1,32	0,55	5,55	6,32	2,08	3,50	5,42	3,36	0,95	5,71	4,60	2,52
MnO .	—	—	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—	—	0,09	0,15	0,14	0,23	0,09	0,13	0,11	0,13
MgO .	3,00	3,21	1,88	5,33	1,12	1,69	0,91	2,12	2,26	5,02	5,16	3,49	2,88	3,61	4,03	1,16	13,17	9,57	0,46
CaO .	5,49	8,15	4,29	7,02	4,30	3,76	3,57	6,67	6,35	7,94	7,56	7,01	4,69	8,14	4,94	3,58	9,20	7,14	2,50
Na_2O	5,77	4,98	6,20	5,47	6,33	8,44	7,64	4,55	5,66	5,08	7,12	3,18	4,20	3,53	3,91	4,54	2,73	1,99	5,78
K_2O .	2,06	1,31	4,88	2,47	4,19	2,67	4,42	4,03	2,68	1,88	1,21	3,73	4,75	3,40	5,02	5,71	2,17	3,83	4,42
H_2O .	1,89*	—	2,25	2,04	0,65	1,16	0,95	2,08	3,65	0,02	0,04	2,63	2,73	4,85	3,97	1,61	2,96	3,05	2,24
P_2O_5 .	—	—	0,43	0,88	0,54	0,41	0,23	0,63	0,09	0,97	0,13	0,55	0,59	0,66	0,52	0,27	0,59	0,56	0,30
Sonst	—	—	Cl 0,28	0,38	0,09 SO_3	0,31	0,57 Cl	Sp. SO_3	0,02	—	—	BaO 0,30	0,21	—	0,26	— Cl	0,18	—	—
Sa.	101,89	100,11	100,83	101,21	99,47	101,11	99,83	100,59	100,21	99,97	99,52	100,01	100,09	100,28	100,08	99,94	100,08	100,32	101,06
Sp. G.	2,43	—	2,674	2,779	—	—	2,54-2,59	2,698	2,623	2,733	2,736	—	—	—	—	—	—	—	2,68

* Glühverlust.

1. Trachydolerit. Gang in der westlichen Hügelkette. Porto Santo. Azoren.
2. „ Lava der Chajorra von der Eruption von 1798. (Basanit von Fritsch & Reiss) Tenerife.
3a. „ (Tephritischer Trachyt). Bauzá. Columbretes. Ostküste von Spanien. (Mit 0,14 SO_3.)
3b. „ Tephritischer Trachyt, dunklere ältere Ausscheidung daraus. (Mit 0,47 SO_3, 0,26 CO_2.)
4. „ vitrophyrisch. Forodada. Columbretes. (Mit 0,16 SO_3.)
5. Hauyntephrit (mit Titanit und etwas Glasbasis). Gang am Espigon. Tenerife.
6. „ Campanario. Palma
7. Sodalithtephrit. Kolmer Scheibe bei Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
8. Hauyntephrit mit Leucit und Nephelin. Dobrankathal bei Birkigt. SO. Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
9. Kulait. Brunnengrabung in Kula. Lydien.
10. Kulait, leucitführend. Nördlicher Strom von Kula Devlit· Lydien.
11. Leucit (?)-Shoshonit. Lavastrom. Berg O. von Pyramid Peak. Yellowstone National Park. U. S. A.
12. Leucitbanakit. Lavastrom SO. von Fork of Beaverdam River. Yellowstone National Park. U. S. A.
13. Shoshonit. Lavastrom. Lamar River. S. von Bison Peak. Yellowstone National Park. U. S. A.
14. Banakit. Gang. Head of Lamar River. Yellowstone National Park. U. S. A.
15. Quarzbanakit. Gang. Head of Stinking Water River. Yellowstone National Park. U. S. A. (Mit 0,19 NiO.)
16. Leucitabsarokit. Ishawooa Canyon. Wyoming. U. S. A.
17. Absarokit. Lavastrom. Head of Ravens Creek. Yellowstone National Park. U. S. A.
18. Sogen. Amphibolandesit. Wölferlingen. Westerwald. (Mit Spuren von Cl, SO_3, Li_2O, BaO, SrO.)

National Park und seiner Umgebung (Analyse 11—17), auch sie z. Th. leucitführend und einerseits in sehr saure, ja quarzführende (Analyse 15), andererseits in sehr basische Formen mit hohem Gehalt an Olivin und Augit übergehend (Analyse 16), deren feldspathige Gemengtheile nur Orthoklas und Leucit sind. In diesen Gesteinen ist überhaupt viel Sanidin in der Grundmasse, der den hohen Gehalt an K_2O bedingt.

Dass ältere basische Ausscheidungen vorkommen, die den für diese Gebilde gültigen Regeln folgen, beweist Analyse 3b verglichen mit 3a. Grobkörnige, hypidiomorph-körnige bis panidiomorph-körnige, ältere Ausscheidungen von essexitischem Charakter finden sich als Auswürflinge am Pico das Camarinhas bei Sete Cidades auf S. Miguel.

§ 273. Latite nannte RANSOME trachydoleritische Ergussgesteine vom Westabhang der Sierra Nevada im Gebiet des Stanislaus River, besonders von Table Mountain, welche über einem 300 Fuss mächtigen Stromsystem von Basalten lagern, in deren Liegendem sich Granit mit einer dünnen Decke von Liparittuffen findet. In dem dunkelgrauen Gestein liegen zahlreiche Einsprenglinge von Labrador und vereinzelt von blassgrünem Augit (Augit-Latit) oder reichliche Einsprenglinge von Biotit und spärliche Plagioklase (Biotit-Latit). Olivin, grüne Hornblende, Magnetit und Apatit sind Nebengemengtheile. Die Struktur ist hyalopilitisch oder vitrophyrisch und eutaxitisch. Die Glasbasis ist wie immer kalireich. Die chemische Untersuchung ergab:

	1.	2.	3.
SiO_2 . .	56,78	59,43	62,33
TiO_2 . .	1,15	1,38	1,05
Al_2O_3 . .	16,86	16,68	17,35
Fe_2O_3 . .	3,56	2,54	2,98
FeO . .	2,93	3,48	1,63
MgO . .	3,41	1,84	1,05
CaO . .	6,57	4,09	3,23
Na_2O . .	3,19	3,72	4,21
K_2O . .	3,48	5,04	4,46
H_2O . .	1,21	0,72	0,75
P_2O_5 . .	0,42	0,58	0,29
Sa. . .	99,98	100,04	100,33
Sp. G. .	2,67	2,61	2,49

1. Augit-Latit. Table Mtn. Tuolumne Co. Californien. 1,5 Miles O. von Cleaver Meadow (mit 0,15 hygroskop. Wasser, 0,18 CO_2).
2. Augit-Latit. Ebenda. 4 Miles SW. von Cleaver Meadow (mit 0,14 BaO, 0,27 hygroskop. Wasser, 0,08 ZrO_2, 0,05 Cl, Spur SrO, Li_2O).
3. Biotit-Augit-Latit. Ebenda. 4 Miles SW. von Cleaver Meadow (mit 0,08 MnO, 0,24 BaO, 0,05 SrO, 0,44 hygroskop. Wasser, 0,08 FeS_2, 0,11 C, Spur Li_2O).

Die Familie der Tephrite und Basanite.

§ 274. Die Tephrite und Basanite[1] umfassen die Effusivformen theralithischer Magmen und schliessen sich durch allmählige Übergänge verbunden eng an die Trachydolerite an. Ihre mineralogische Charakteristik liegt in der Combination eines Kalknatronfeldspaths mit Leucit und Nephelin, allein oder nebeneinander. Es sind porphyrische Ergussgesteine von aschgrauer bis dunkelgrauer, selten schwarzer Farbe, die in einer bald rauhen und sehr feinkörnigen, bald compacten und dichten Grundmasse Einsprenglinge von Pyroxenen (auch Olivin), Plagioklas und Leucit, selten von Nephelin, gelegentlich von Hornblende, Hauyn und Titanit enthalten. Als wesentliche Gemengtheile sind der Kalknatronfeldspath, der Leucit, Nephelin, der Pyroxen und in den Basaniten der Olivin anzusehen; Nebengemengtheile sind Apatit und Eisenerze, Zirkon ist sehr selten. — Der Gesteinshabitus ist meistens basaltähnlich, seltener angenähert phonolithisch.

Die Tephrite und Basanite unterscheiden sich nur durch den wesentlichen Olivingehalt des letzteren und durch nichts sonst. Je nachdem mit dem Kalknatronfeldspath Leucit oder Nephelin oder beide associirt sind, unterscheidet man Leucittephrite und Leucitbasanite von den Nephelintephriten und Nephelinbasaniten; zwischen diesen beiden Hauptformen vermitteln die Leucitnephelintephrite.

Der Plagioklas als Einsprengling bildet Tafeln nach M mit Schalenstructur von im Ganzen basischer Zusammensetzung (Labrador), während die äusseren Schalen bis zum Oligoklas aufsteigen; auch schmale Sanidinmäntel kommen vor; in der Grundmasse gehört er oft zum Oligoklas und bildet schmale Leistchen. — Sanidin als Einsprengling ist sehr selten, in der Grundmasse findet er sich oft, sogar reichlich in den phonolithoiden Typen. — Der Leucit ist stets idiomorph in der Form des Ikositetraëders; er ist meistens in zwei Generationen da, doch fehlt wohl auch die intratellurische Generation der Einsprenglinge. Verbreitet sind die in concentrischen Schalen geordneten Interpositionen von Augitmikrolithen und Glaseinschlüssen. Die Doppelbrechung fehlt oft dem sehr kleinen Leucit der Grundmasse, Umwandlung in Analcim ist nicht eben selten. — Nephelin ist als

[1] Der Name Téphrine wurde zuerst von CORDIER und DELAMÉTHERIE, dann von AL. BRONGNIART für einen Theil der hierher gehörigen Gesteine angewandt; von BRONGNIART rührt auch die Bezeichnung Basanit her. Nachdem beide Bezeichnungen ziemlich in Vergessenheit gerathen waren, haben K. v. FRITSCH und REISS (1868) beide Namen auf trachydoleritische Laven und Nephelintephrite Tenerifes übertragen. Von hier aus hat man ihn auf die heutige Bedeutung erweitert.

Einsprengling selten und dann idiomorph in kurzen hexagonalen Säulen. In der Grundmasse versteckt er sich oft so, dass man chemischer Mittel zum Nachweis bedarf (Tinction der durch Säuren zu Gelatination gebrachten Oberfläche). Umwandlung in Zeolithe ist verbreitet. — Hauyn und seine Verwandten als Übergemengtheile kommen nur in Einsprenglingen, nie in der Grundmasse vor. — Der Pyroxen als Einsprengling hat die Form der basaltischen Augite mit oft starker Abplattung nach der Querfläche. Er gehört theils zum sesquioxydarmen (Analyse 3), theils zum normalen grün, seltener röthlich durchsichtigen basaltischen Augit (Analyse 1 und 4), theils zum bräunlich-violetten Titanaugit (Analyse 2), auch zum Aegirinaugit, nur in sehr phonolithoiden Typen zum Aegirin, bezw. treten die verschiedenen Mischungen in concentrischen Schalen, sehr oft mit Sanduhrstructur auf. Die Augite der Grundmasse sind ebenfalls idiomorph, mit meistens grünlichgrauer Farbe durchsichtig; Analyse 5 giebt die Zusammensetzung derselben in einem Tephrit der Rhön. — Der Olivin verhält sich wie in den Basalten. — Hornblende erscheint accessorisch unter den Einsprenglingen und ist gewöhnlich stark magmatisch verändert unter randlicher Neubildung von Magnetit und Augit, wie in Trachyten und Phonolithen. — Melanit, Perowskit und Spinellide treten nur an vereinzelten Localitäten auf. — Die Grundmassen der Tephrite und Basanite bestehen vorwiegend aus schmalen Feldspathleistchen mit oft reichlichem Sanidin nebst Leucit, bezw. Nephelin und aus Augit, gelegentlich auch Olivin in zweiter Generation und Eisenerzen. Kleine Mengen einer Basis kommen vor und sind gewöhnlich mit brauner oder gelber Farbe durchsichtig, seltener wasserhell; sobald diese Basis reichlicher auftritt, ist sie stets braun durchsichtig.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	45,67	45,83	49,61	48,86	44,15
TiO_2	0,62	3,57	—	—	—
Al_2O_3	9,04	7,47	4,42	8,63	12,11
Fe_2O_3	7,46	4,90	—	2,73	—
FeO	2,00	4,11	9,08	4,54	9,16
MgO	12,09	10,92	14,22	14,01	9,80
CaO	21,78	22,83	22,83	20,62	20,50
Na_2O	1,25	—	—	—	3,43
K_2O	0,56	—	—	—	0,85
H_2O	0,31	—	—	—	—
Sa.	100,78	99,63	100,16	99,39	100,00
Sp. G.	3,37	—	—	—	3,46

1. Augit aus Leucittephrit. Falkenberg bei Tetschen. (Anal. 6.) c:c=54°.
2. „ bräunlichviolett aus Tephrit. Burkheim. Kaiserstuhl.
3. „ grün durchsichtig aus Vesuvlaven von 1858.
4. „ „ „ „ „ „ 1631.
5. „ der Grundmasse, lichtgrün mit 40° Auslöschungsschiefe gegen c. Aus Nephelintephrit. Käuling. Ostseite des Kreuzberges bei Bischofsheim. Rhön.

Die Structur der Tephrite und Basanite ist in der Regel eine holokrystallinporphyrische, seltener eine hypokrystallinporphyrische und

nur in kleinen Gipfelströmen, in Schlackenkrusten und Gangsalbändern kommt auch vitrophyrische Structur vor, dann fehlen nicht nur bisweilen die Krystallisationen der Effusivperiode nahezu vollständig, sondern es können sogar die jüngeren unter den intratellurischen Bildungen fehlen, wie z. B. in dem Gange an der Mondhalde im Kaiserstuhl (Analyse 8, S. 361). — Angenähert körnige Structuren entstehen gelegentlich durch ein Ineinanderfliessen der intratellurischen und der Effusionsperiode. — Fluidale Phänomene sind nicht selten. Mandelsteinbildungen, oft mit reicher Zeolithführung in den Mandelräumen, sind ziemlich verbreitet.

Die Basanite und Tephrite verfliessen so vollständig ineinander, dass eine gesonderte Besprechung unnöthig erscheint.

§ 275. Die Leucittephrite und Leucitbasanite haben in einem ihrer Haupttypen an den Vesuv- und Sommalaven einen olivinarmen Repräsentanten. Trotz ihrer grossen Verschiedenheit nach Korngrösse, Farbe, Natur der Einsprenglinge ist ihr chemischer Bestand ein ausserordentlich gleichmässiger von den ältesten vorhistorischen Somma- bis zu den jüngsten Eruptionen des Vesuv und weicht nur wenig von dem Durchschnitt, den wasserfrei berechnet Analyse 5, S. 361, giebt, ab. In Analyse 1 wird offenbar MgO z. Th. durch FeO vertreten. Die Vesuvlaven tragen in normaler Weise den Charakter tephritischer Magmen: niedrige SiO_2, hoher Eisengehalt neben hohem Gehalt sowohl der Oxyde RO, wie R_2O und unter diesen herrschend das Kali. — Dieselbe Zusammensetzung haben die Laven des Hernikerlandes am Vulkan von Pofi, solche des Monte Ferru in Sardinien, der Insel Vulcanello, der Roccamonfina, der Umgegend des Bolsener Sees, des Böhmischen Mittelgebirges (Analyse 6 und 7, S. 361). Am Kaiserstuhl, zumal in der Umgebung von Rothweil, sind sie feldspath- und leucitärmer, sehr augitreich und dabei hauynführend; doch kommen Gesteine vor, die sich chemisch den mehr phonolithoiden Typen nähern, so der vitrophyrische Leucittephrit der Mondhalde, dessen Feldspatheinsprenglinge zum Bytownit gehören, und dessen hoher Wassergehalt der Pechsteinbasis zuzurechnen ist (Analyse 8). — Vitrophyrischer Leucittephrit findet sich auch bei Sandåkra in dem kleinen, aber auffallend mannichfachen Eruptivgebiet Schonens. — Phonolithoiden Habitus besitzen die hauynreichen und melanithaltigen hellgrauen Leucittephrite des Albaner Gebirges. — Ausserhalb Europas treten verschiedene Typen von Leucittephriten an den Vulkanen Ringgit und Moeriah in Java, in Süd-Celebes, in Algier, am Kilimandscharo und in der Umgebung von Trapezunt in Kleinasien auf. — Culmischer Leucittephrit, dessen Leucit in Albit umgewandelt wäre mit Biotiteinsprenglingen wird von Clermain (Saône-et-Loire) beschrieben;

palaeovulkanisch ist auch ein Leucittephrit in dem Staate S. Paulo in Brasilien im Ribeirathale. — Ein Übergangsglied nach den Trachydoleriten hin stellt Analyse 9 dar; vergl. etwa Analyse 7, S. 355.

§ 276. Wie die Leucittephrite sich an die accessorisch leucitführenden Trachydolerite anschliessen, so die Nephelintephrite und Nephelinbasanite besonders an die Trachydolerite mit einem Gehalt an Nosean, Hauyn und Sodalith. Auch sie entwickeln sich in einer Reihe, an deren einem Ende angenähert phonolithoide, am andern basaltische bis limburgitische Gesteine stehen. Sehr vollständig ist diese Reihe bekannt von den Canarischen Inseln (Gran Canaria, Tenerife) und den Azoren. Die chemischen Beziehungen dieser Reihe treten hervor durch den Vergleich der Analyse 14 mit 15, 11, 12 und 13, S. 361. Trotz durchaus analogen allgemeinen Charakters mit den Leucittephriten fällt hier sofort das unter den Alkalien herrschende Na_2O als unterscheidend auf; auch der Kieselsäuregehalt sinkt tiefer herab. — In Deutschland sind Nephelintephrite verbreitet in der Rhön (Analyse 14) und Süd-Thüringen (Analyse 13). Hierher gehört auch der Buchonit (SANDBERGER) vom Calvarienberg bei Poppenhausen (Analyse 10), fast hypidiomorphkörnig, reich an Biotit und Hornblende, mit etwas Titanit und Hauyn. In den basaltoiden und angenähert limburgitischen Gesteinsformen ist der Nephelin oft schwer nachweisbar und es giebt Gesteine, in denen er durch eine farblose, mit HCl gelatinirende Basis ersetzt wird, die sogen. Tephritoide und Basanitoide (BÜCKING). Spärlich kommen Nephelintephrite in der Eifel, im Vogelsberg, reichlicher in Hessen (Gegend von Niederaula), gangförmig im nördlichen Odenwald und Taunus, sehr verbreitet im Kaiserstuhl, in der Lausitz, auch in Steiermark (Klöcher Bergmassiv) vor. Grosse Wichtigkeit erlangen sie im böhmischen Mittelgebirge (Analyse 11 und 12) durch wechselvolle Structurverhältnisse und Mineralbestand. Die Vorkommnisse in Schonen, im östlichen Balkan, bei Carthagena, auf den Inseln des Grünen Vorgebirges, in Texas, auf Fernando de Noronha, in Argentinien (Provinz Salta), im Massai- und Somalilande zeigen die ungeheure Verbreitung dieses Gesteinstypus.

Zu den Leucit-Nephelintephriten gehören die sogen. Mühlsteinlaven von Niedermendig (Analyse 16) unfern des Laacher Sees, manche Laven des Monte Vulture bei Melfi in der Basilicata u. a.

Die Tephrite und Basanite haben ebenso ihre Aschen, Sande, Lapilli und Tuffe, wie alle Ergussgesteine.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO_2 . . .	47,54	46,41	47,47	48,09	48,29	47,83	49,75	51,53	56,32	45,84	45,56	44,85	46,35	57,69	53,26	48,24
TiO_2 . . .	—	—	0,26	—	—	2,27	0,18	1,33	—	—	1,73	1,78	2,17	0,66	0,31	2,89
Al_2O_3 . . .	18,38	19,67	17,08	20,12	19,55	16,09	16,72	18,28	17,07	10,18	14,43	18,08	13,52	20,44	16,63	17,43
Fe_2O_3 . . .	5,16	6,88	3,20	6,72	10,94	4,32	5,70	4,89	3,11	14,32	7,71	7,71	3,84	2,32	8,29	7,22
FeO . . .	11,35	4,17	5,19	4,32		3,62	4,99	2,11	6,03	6,42	6,07	3,23	7,82	1,47	3,21	1,17
MnO . . .	—	—	1,33	—	—	Sp.	—	0,18	0,13	—	1,47	—	—	Sp.	—	0,38
MgO . . .	0,84	5,23	5,07	4,19	4,13	5,53	3,89	1,69	2,05	1,47	0,87	4,16	8,78	0,70	1,10	3,99
CaO . . .	8,38	10,53	10,77	9,37	9.38	10,68	9,69	5,10	6,53	8,40	9,23	9,97	10,25	3,18	7,30	6,09
Na_2O . . .	2,35	2,02	2,37	2,62	3,29	4,46	3,08	3,01	2,21	8,77	5,57	3,19	3,05	7,51	5,31	4,28
K_2O	5,15	4,99	6,66	5,69	5,26	4,05	3,02	4,74	4,03	3,56	2,45	2,82	1,73	4,74	3,54	4,62
H_2O . . .	0,43*	0,11	0,24	—	—	0,24	2,18	6,90	2,04*	1,21	2,79	2,56	2,33	1,70	1,43*	2,78*
P_2O_5 . . .	—	—	0,16	—	—	1,33	0,72	0,46	0,93	0,66	1,02	1,55	0,58	—	—	0,47
Sonst . . .	—	Cl 0,41	—	—	—	—	—	—	—	—	CO_2 0,25	—	0,08	0,42	—	—
Sa.	99,58	100,42	99,80	101,12	100,84	100,42	99,92	100,22	100,48	100,83	99,15	99,90	100,50	101,79	100,38	99,56
Sp. G. . . .	—	2,77	2,666	2,742	—	2,858	2,857	2,554	2,492	2,85	2,759	2,839	2,951	2,624	2,671	2,95(?)

* Glühverlust.

1. Leucittephrit, dichtes Stromgestein im Vallone di Castello. Monte Somma.
2. „ Strom von 1631. Vesuv. Mit Sodalithkryställchen auf den Porenwänden.
3. „ Strom von 1760. Vesuv. Kleine Kratere am Fuss des Berges.
4. „ Lava vom Mai 1855. Atrio del Cavallo. Vesuv.
5. „ Durchschnitt der Vesuvlaven bis zum Jahre 1865.
6. „ Falkenberg. Doberner Höhe. NO. Falkendorf bei Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
7. „ Plateau des Eichberg. W. Habendorf, S. vom Hutberg bei Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
8. „ vitrophyrisch (ohne ausgeschiedenen Leucit). Gang. Mondhalde. Kaiserstuhl.
9. „ andesitisch. Montalto westlich vom Bolsener See. Italien.
10. Nephelintephrit. (Buchonit.) Calvarienberg bei Poppenhausen Rhön.
11. „ Untere Decke des Schichenberg (Herrnberg), östlich von Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
12. „ Dobrankathal, bei Birkigt, SO. Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
13. Nephelinbasanit, limburgitisch. Decke des grossen Gleichberg bei Römhild. Südthüringen.
14. Nephelintephrit, phonolithoide, reich an Sanidin und Hauyn. Linsberg. Gemeinde Hofaschenbach bei Hünfeld. Rhön. (Mit 0,35 Cl, 0,27 SO_3, 0,34 in HKO unlöslicher Erden.)
15. „ (mit Sanidin und Nosean). Käuling am Kreuzberg bei Bischofsheim. Rhön.
16. Mühlsteinlava. Niedermendig. Laacher See-Gebiet.

Die Familie der Leucitgesteine.

§ 277. Die Leucitgesteine umfassen neo- und palaeovulkanische Ergussgesteine von bald körniger, bald porphyrischer Structur, aschgrauer bis dunkelgrauer und schwarzer, auch bräunlicher Farbe, welche durch die Mineralcombination Leucit-Augit und das Fehlen der Feldspäthe charakterisirt sind. Es giebt olivinfreie Arten (Leucitite) und olivinhaltige (Leucitbasalte). Beide enthalten Eisenerze (Magnetit oder Ilmenit) und Apatit als Nebengemengtheile. — Durch den Eintritt von Sanidin vollziehen sich die Übergänge in Leucitophyre, durch den Eintritt von Plagioklas die in Tephrite. Nephelin begleitet den Leucit oft; die Überwucherung desselben bedingt die mehrfach an einem und demselben Gesteinskörper beobachteten Übergänge in Nephelingesteine. — Als Übergemengtheile haben Melilith, Melanit, Hauyn, Chromit, Perowskit, Biotit und Hornblende eine ziemliche Verbreitung; Titanit kommt gelegentlich in den Leucititen vor. — Die Leucitgesteine gehören zu den Missouriten als ihrem abyssischen Analogon. — Leucitite und Leucitbasalte bilden Ströme und Gänge.

Der Leucit hat dieselben Eigenschaften und erleidet die Umwandlung in Analcim, wie in den Tephriten; ebenso Nephelin, wo er vorhanden ist; beide sind nur in einer Generation ausgebildet. — Sanidin ist in allen Leucititen in kleiner Menge, in manchen recht reichlich vorhanden, den eigentlichen Leucitbasalten fehlt er fast vollständig. — Der Pyroxen gehört z. Th. dem Diopsid, z. Th. dem basaltischen Augit (Analyse c), z. Th. dem Titanaugit, z. Th. dem Aegirinaugit (Analyse a und b) an; er erscheint fast ausnahmslos in zwei Generationen, auch in den scheinbar körnigen Typen. — Olivin ist fast ausschliesslich beschränkt auf die Leucitbasalte, hier oft idiomorph und nach der verbreiteten Rothfärbung eisenreich; auch er kommt gelegentlich in zwei Generationen vor. — Melilith theils in Krystallen, theils in allotriomorphen Massen und dann poikilitisch von Leucit durchwachsen, ist oft schon als gelbe Flecken auf dem grauen Gestein mit blossem Auge erkennbar. — Hauyn, Melanit und Titanit sind nur als alte Ausscheidungen und oft schon makroskopisch erkennbar; Chromit und Perowskit, fast ausschliesslich in den Leucitbasalten auftretend, sind nur mikroskopisch wahrnehmbar. — Basaltische Hornblende zeigt wohl immer und Biotit sehr oft (sogen. Rubellan) beträchtliche magmatische Resorptionsphänomene.

Leucitite und Leucitbasalte sind nicht nur durch den Olivingehalt, sondern auch durch chemischen Bestand, Habitus und Structur verschiedene Gesteine; sie gehören meistens auch verschiedenen Verbreitungsgebieten an. Trotzdem sind vermittelnde Glieder vorhanden.

§ 278. Als den Typus der Leucitite kann man die Laven des Albaner Gebirges und der Gegend von Rom ansehen, als deren

Repräsentanten Handstücke vom Denkmal der Caecilia Metella (Capo di Bove genannt nach dem Ochsenkopf-Fries) an der Via Appia in allen Sammlungen wegen ihrer Drusenmineralien (Augit, Nephelin, Melilith, Apatit u. s. w.) verbreitet sind. Neben dem normalen Bestande (Leucit und Diopsid) ist Nephelin in idiomorphen Individuen, Sanidin als eine Art Kitt und Biotit in kleinen Schüppchen allverbreitet, fast ebensosehr der den hohen CaO-Gehalt der Analyse 2 bedingende Melilith (Fig. 61). Ganz vereinzelt finden sich Plagioklas, Olivin und Hauyn in diesem Typus, Granat local häufiger. — Sehr nahe verwandte Gesteine liefert die Gegend von Bracciano und Sorano (Provinz Grosseto), die Roccamonfina, die Vulkane Moeriah und Ringgit in Java, der Bearpaw Peak (Analyse 3) in Montana, sowie Celebes. Palaeovulkanisch ist der Leucitit von der Serra de Caldas (Analyse 4), sowie der sogen. Leucitbasalt aus der Gegend von Bourke in New South Wales (Analyse 5). — Der theralithische Charakter giebt sich deutlich kund in der niedrigeren SiO_2, hohen Al_2O_3 und dem gleichmässig hohen Gehalt an Alkalien und Oxyden der zweiwerthigen Metalle. Die Vorherrschaft des K_2O über Na_2O ist allenthalben deutlich. Von diesen Gesteinen ist dasjenige aus Montana das pyroxenärmste. — Durch hohen Gehalt an Hauyn ist der Leucitit von der Insel S. Antão (Analyse 2) ausgezeichnet, dessen Pyroxen zum Aegirinaugit gehört; daher die fast 3 % SO_3. — Die Leucitite sind fast stets holokrystallin und oft anscheinend körnig, oder besser sehr versteckt porphyrisch. Ihr Gefüge wird selten dicht im strengsten Sinne des Worts, bleibt vielmehr stets, wenn auch sehr, feinkörnig. Etwas Basis enthalten die Gesteine von S. Antão.

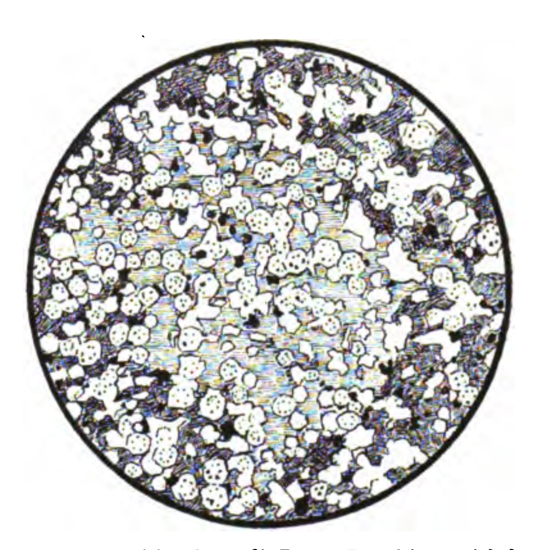


Fig. 61. Leucitit. Capo di Bove. Der feingestrichelte Krystall ist Melilith mit zahlreichen Leuciteinschlüssen. Vergr. 30 : 1.

§ 279. Die Leucitbasalte pflegen dunklere Farben zu haben als die Leucitite; dabei tritt die porphyrische Structur fast allenthalben sehr deutlich hervor und ein poroses bis schlackiges Gefüge ist recht verbreitet. Der Olivingehalt ist wechselnd hoch und wie es Leucitite

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	a.	b.	c.
SiO_2 .	48,46	45,93	46,51	52,16	47,31	46,43	44,35	43,37	44,42	48,21	49,23	47,13	38,22	41,76	50,03
TiO_2 .	Sp.	—	0,83	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	21,81	18,72	11,86	20,14	18,51	15,99	10,20	11,25	11,86	10,15	17,69	14,47	13,08	17,81	3,72
Fe_2O_3	2,17	—	7,59	6,45	14,56	15,04	13,50	29,06	26,10	—	6,87	13,56	9,29	2,01	2,36
FeO .	3,75	10,68	4,39	—	—	—	—	—	—	12,18	2,03	—	9,14	7,47	6,65
MnO .	—	—	0,22	Sp.	—	—	—	—	—	1,14	—	—	—	—	0,15
MgO .	0,68	5,67	4,73	1,54	2,28	1,74	12,31	0,67	0,67	7,43	4,20	4,16	11,73	8,01	13,48
CaO .	4,58	10,57	7,41	4,64	7,57	9,27	11,17	10,18	10,74	14,62	12,73	9,00	14,80	19,17	22,85
Na_2O	8,41	1,68	2,39	5,73	0,98	0,51	3,37	1,98	2,77	1,02	2,05	0,81	4,32	3,72	—
K_2O .	5,86	6,83	8,71	8,12	6,11	6,93	4,12	2,95	2,98	3,66	5,18	8,00	—	—	—
H_2O .	2,08*	0,59*	2,15	1,39	2,31	3,20	—	0,05*	0,80*	—	0,80*	2,91*	—	—	—
P_2O_5 .	—	—	0,80	—	0,55	0,73	—	—	—	0,71	0,30	—	—	—	—
Sonst.	SO_3 2,97	—	Cl 0,04	Sp.	—	—	—	—	—	SO_3 0,19	—	—	—	—	—
Sa. .	100,90	100,67	99,73	100,17	100,21	99,81	99,62	99,51	100,34	100,60	101,08	100,07	100,58	100,25	99,24
Sp. G.	—	—	—	—	2,910	—	—	2,924	2,851	—	2,885	—	—	—	3,348

* Glühverlust.

1. Leucitit. Siderão. S. Antão. Capverde-Inseln. (Mit 0,13 Cl.)
2. „ Capo di Bove bei Rom.
3. „ Bearpaw Peak. Montana. U. S. A. (Mit 1,10 hygroskop. Wasser, 0,01 NiO, 0,50 BaO, 0,16 SrO. Spur Fl, SO_3, CuO, CoO; berechnet sich zu 31,1 % Diopsid, 57,1 % Leucit, etwas Biotit, Eisenerz und Apatit.)
4. „ Serra de Caldas. S. Paulo. Brasilien. (Mit Spuren von CO_2 und SO_3.)
5. Leucitbasalt. El Capitan. New South Wales.
6. „ Byrock. New South Wales.
7. „ Bongsberg bei Pelm. Eifel.
8. Leucitbasalt. Veitskopf. Strom nach dem Laacher See zu.
9. „ Kunkskopf. Laacher Seegebiet. (Mit etwas Feldspath.)
10. „ Ihringen. Kaiserstuhl. (Mit 0,99 Cl und Verlust.)
11. „ Morolo. Herniker Land. Prov. Rom. Italien.
12. Biotit-Leucitbasalt. Bangkang-Sakiang bei Kantisang. Süd-Celebes.

a. Augiteinsprenglinge aus Leucitit. Siderão. S. Antão. Capverden. (Anal. 1.)
b. Augit der Grundmasse desselben Gesteins.
c. Lose Augite vom Laacher See. Wohl aus Leucitbasalt stammend.

mit einem kleinen Olivingehalt giebt, so giebt es Leucitbasalte ohne Olivin (zwischen Dockweiler und Dreis in der Eifel). Der Unterschied gegenüber den Leucititen liegt weit mehr in dem starken Zurücktreten aller feldspathigen Gemengtheile und der Vorherrschaft der farbigen Gemengtheile neben reichlichem Gehalt an Eisenerzen; man vergl. Analyse 5—12 mit 1—4. Dass der Olivin z. Th. Fayalit sein muss, zeigen Analyse 8 und 9, in denen der Gehalt an Eisenoxyden die Höhe von fast 30 % erreicht. Hier kehrt also eine schon bei den Tephriten hervortretende Ersetzung der MgO durch FeO wieder.

Die Structur der Leucitbasalte ist wesentlich holokrystallin-porphyrisch, wobei die Leucite durchweg der Effusionsperiode angehören; doch sind hypokrystalline Structuren, selbst mit nicht unbeträchtlichem Gehalt an bräunlicher Glasbasis mehrfach beobachtet.

Die Leucitbasalte sind sehr verbreitet unter den Laven der Eifel und des Laacher See-Gebiets (Analyse 7—9), oft mit Melilith (Bongsberg) und Perowskit (Scharteberg, Laacher See u. s. w.), unter den hessischen Basalten, so bei Uffeln (mit Hauyn) u. a. O. unfern Cassel, im Habichtswald, in der Warburger Börde, im Teutoburger Walde. Spärlich finden sie sich am Kaiserstuhl (Analyse 10), im Vogelsberg, im Erzgebirge (Stolpen, Geisinger Kuppe bei Altenberg, in der Gegend von Kupferberg u. s. w.), in der Lausitz (Heilig Grab bei Görlitz, Marklissa u. s. w.). Sehr grosse Verbreitung besitzen sie in Böhmen. Man kennt sie ferner von der Insel Sardinien, aus dem Herniker Lande in der Provinz Rom (Analyse 10), von Java (Moeriah, Ringgit, Insel Bawean bei Java), aus dem nordwestlichen Persien (Gegend des Urmiah-Sees), von den Bearpaw Mountains in Montana, aus Neusüdwales (Anal. 5 und 6) und biotitreich aus Süd-Celebes (Anal. 12).

Die Leucitite und Leucitbasalte werden, wie alle Ergussgesteine, von losen Auswurfsmassen und Tuffen begleitet. So gehören zu den albanischen Leucititen die sogen. Peperine der Gegend von Rom, welche bei Frascati durch ihren hohen Gehalt an Melanit bekannt sind. Auch palagonitische Tuffe, deren Lapilli Leucit führen, kennt man von Steffeln in der Eifel.

§ 280. Eine eigenthümliche Gruppe von Leucitgesteinen ist in den Leucite Hills, Wyoming, U. S. A. verbreitet. Der herrschende Typus wird von Whitman Cross nach der Hauptkuppe auf der NO.-Seite des Hügelzuges Orendit genannt. In mattröthlichbrauner oder grauer, auch gelblicher, feinkörniger und blasiger Grundmasse liegen kleine Blättchen eines sehr schwach pleochroitischen Phlogopit. Die Grundmasse besteht aus wechselnden Mengen von Leucit und Sanidin mit Diopsidmikrolithen und aus einem eigenthümlichen Amphibolmineral als letzter Ausscheidung aus dem Magma. Erze fehlen dem Gestein, Apatit ist ein reichlicher Nebengemengtheil. Nahe verwandt mit dem Orendit und durch Übergänge damit ver-

bunden ist der Wyomingit Cross, dessen bis 3 mm grosse Phlogopiteinsprenglinge in einer mattröthlichgrauen Grundmasse aus Leucit und Diopsidmikrolithen mit nicht unbeträchtlichen Mengen einer Glasbasis liegen. Der Eintritt von Sanidin vermittelt die Übergänge in Orendit. — Madupit Cross, nach einem County benannt, tritt an der Pilot Butte auf, einem Hügel, der von den Leucite Hills durch das breite Thal des Killpacker Creek geschieden wird. In aschgrauer, gelblicher oder grünlicher, poröser Grundmasse liegen nicht ganz 1 mm grosse Phlogopitblättchen. Die Grundmasse besteht aus farblosen Diopsidmikrolithen, Phlogopitblättchen und wahrscheinlich Perowskit nebst einer braunen Basis, deren Krystallisation Leucit hätte liefern müssen. Die chemischen Verhältnisse geben die Analysen 1—3, a und b.

Chemisch nahe verwandt mit, aber dem Mineralbestand nach durchaus verschieden von dem Madupit, ist der Euktolith (Anal. 4, unten) von dem erloschenen Vulkan Pian di Celle unfern San Venanzo in Umbrien. In aschgrauer, sich rauh anfühlender, sehr feinkörniger, holokrystalliner Grundmasse aus Olivinkörnern, Melilithtafeln, Leucitkryställchen, Biotitfetzen und Magnetitoktaëdern liegen idiomorphe Einsprenglinge von Olivin und Biotit. Perowskit und Chromit sind in sehr geringer Menge vorhanden. Apatit fehlt meistens ganz. — Der Euktolith bildet die Brücke von den Leucitgesteinen zum Melilithbasalt.

	1.	2.	3	4.	a.	b.
SiO_2	50,23	54,17	42,65	41,43	50,86	42,56
TiO_2	2,27	2,67	1,64	0,29	3,03	2,09
Al_2O_3	11,22	10,16	9,14	9,80	fehlt	12,18
Fe_2O_3	3,34	3,34	5,13	3,28	1,19	2,73
FeO	1,84	0,65	1,07	5,15	1,82	0,90
MnO	0,05	0,06	0,12	nicht bestimmt	0,03	—
MgO	7,09	6,62	10,89	13,40	17,42	22,40
CaO	5,99	4,19	12,36	16,62	23,32	0,20
Na_2O	1,37	1,21	0,90	1,64	0,76	0,44
K_2O	9,81	11,91	7,99	7,40	0,42	10,70
H_2O	1,72	1,01	2,18	1,11	0,31	2,35
P_2O_5	1,89	1,59	1,52	fehlt	—	0,06
SO_3	0,74	0,16	0,58	—	—	—
Cl	0,03	0,06	0,03	—	—	—
Fl	0,50	0,36	0,47	—	—	2,46
Sa.	100,62	100,21	100,11	100,12	99,16	100,80
Sp. G.	2,779	2,699	2,857	2,758	3,290	—

1. Wyomingit. Boar's Tusk. Leucite Hills, Wyo. (Mit 0,03 $Ce_2O_3 + Di_2O_3$, 0,10 Cr_2O_3, 1,23 BaO, 0,24 SrO, 0,93 hygrosk. Wasser, Spur Li_2O.)
2. Orendit. North Table Butte. Ebenda. (Mit 0,05 Cr_2O_3, 0,59 BaO, 0,18 SrO, 0,52 hygrosk. Wasser, 0,49 CO_2, 0,22 ZrO_2, Spur Li_2O.)
3. Madupit. Pilot Butte. Ebenda. (Mit 0,11 $Ce_2O_3 + Di_2O_3$, 0,07 Cr_2O_3, 0,89 BaO, 0,33 SrO, 2,04 hygrosk. Wasser, Spur Li_2O.)
4. Euktolith. Pian di Celle bei San Venanzo zwischen Orvieto und Perugia. Umbrien. (Mit 0,12 Chromit.)

a. Diopsid aus Wyomingit und Madupit. (In TiO_2 steckt auch P_2O_5.)
b. Phlogopit aus Wyomingit. Boar's Tusk. (Mit 0,73 Cr_2O_3, 1,00 BaO, Spur Li_2O.)

Man vergleiche den Leucitabsarokit, Analyse 16, S. 355, und den Verit, Analyse 1, S. 314, mit welchen diese Gesteine den chemischen Charakter der Lamprophyre theilen.

Die Familie der Nephelingesteine.

§ 281. Als Nephelingesteine bezeichnet man die Ergussgesteine, welche mineralogisch durch das Fehlen eines Feldspaths als wesentlichen Gemengtheil und die herrschende Combination Nephelin-Augit charakterisirt sind. Sie umfassen grobkörnige bis sehr feinkörnige und dichte Typen ohne porphyrische Structur und porphyrische Gesteine von grauer bis dunkelgrauer, kaum je schwarzer Gesammtfarbe, in denen Augit, Olivin, selten Hauynmineralien, Nephelin und Eisenerze Einsprenglinge bilden. Das Pulver aller Nephelingesteine gelatinirt mit HCl und aus der eintrocknenden Gallerte scheiden sich Würfelchen von NaCl aus. Man schliesst ferner eine Anzahl mehr oder weniger abyssischer Gesteinsformen ein, welche besser zu den Tiefengesteinen gestellt würden; dieselben treten allenthalben in nächster geologischer Verbindung mit Ergüssen auf. Die Nephelingesteine entsprechen den Ijolithen und Shonkiniten unter den Tiefengesteinen. Ihrer geologischen Valenz und Association nach gehören die Nephelingesteine mit den Trachydoleriten, Tephriten, Leucit-, Melilithgesteinen, den Limburgiten und Augititen zusammen zu einer einheitlichen grossen Effusivformation theralithischer Magmen, und sind scharf geschieden von den eigentlichen Basalten, die sich an die Andesite direct anschliessen.

Zu der bestimmenden Mineralassociation Nephelin-Augit treten als reichliche Nebengemengtheile Apatit und Eisenerze (titanhaltiger Magnetit, auch Ilmenit) hinzu. Die Zahl der Übergemengtheile ist gross: Sanidin, Plagioklas, Hauyn, Nosean oder Sodalith, Leucit, Melanit, Biotit, Hornblende, Melilith, Perowskit, Chromit, Pseudobrookit u. a. In manchen Vorkommnissen gewinnt ein Mineral der Hauynfamilie eine herrschende Stellung. — Olivin ist als Übergemengtheil sehr verbreitet und trennt, wo er zum wesentlichen Gemengtheil wird, den Nephelinbasalt vom Nephelinit. Diese beiden Gesteinstypen sind indessen nicht nur durch den Olivingehalt, sondern auch durch Structur, Habitus und geologische Valenz unterschieden, obschon verbindende Zwischenglieder nicht fehlen.

Der Nephelin ist meistens idiomorph in kurzen gedrungenen Säulen, die in Deutschland zuerst als solche vom Katzenbuckel durch K. C. von Leonhard beschrieben und von Gmelin (Analyse 8, S. 369), vergl. Analyse 9,

analysirt wurden. In manchen dichten Nephelingesteinen fehlt die Krystallform und die Bestimmung ist dann ohne chemische Hilfsmittel sehr unsicher. Hier bildet der Nephelin schwach doppelbrechende Aggregate oder grössere allotriomorphe Massen, die man Nephelinitoid genannt hat; dass sie thatsächlich zum Nephelin gehören, zeigt Analyse 10. Der Nephelin tritt nicht eben oft in zwei Generationen auf. Er zeolithisirt ebenso wie in den Phonolithen. — Sanidin ist oft reichlich in den Nepheliniten, spärlicher in den Nephelinbasalten vorhanden und bildet als jüngste Ausscheidung aus dem Magma einen alle übrigen Gemengtheile verbindenden Kitt. Er ist BaO- und SrO-haltig (Analyse 14) und es möge daran erinnert werden, wie gerade die alkalireichen Gesteine oft einen merklichen Gehalt an BaO besitzen. der dem Feldspath angehört. — Leucit (Analyse 11) ist verhältnissmässig selten; eine auffallende Thatsache, wenn man die Häufigkeit des accessorischen Nephelins in den Leucitgesteinen bedenkt. — Plagioklas-Gehalt führt hinüber zu den Tephriten und Basaniten. — Hauyn, Nosean (Analyse 12 und 13) und Sodalith gehören allenthalben zu den ältesten Bildungen unter den farblosen Gemengtheilen und sind wohl durchweg intratellurisch. Sie können den Nephelin vollständig verdrängen. Magmatische Corrosionen und Umwandlung in Zeolithe sind verbreitet an diesen Mineralien. — Der Pyroxen erscheint fast regelmässig in zwei Generationen. Die nach der Querfläche gern tafelförmigen Einsprenglinge in der Gestalt des basaltischen Augits gehören verschiedenen Arten an; in den Nepheliniten z. Th. dem hellgrün durchsichtigen Diopsid, öfter mit peripherischen Schalen von Aegirinaugit, in beiden Abtheilungen der Nephelingesteine dem normalen basaltischen Augit (Analyse 1—3), dem Titanaugit (Analyse 4 und 5), wohl meistens mit einem wachsenden Alkaligehalt, und Mischungen dieser Typen (Analyse 6 und 7). Schaliger Aufbau und Sanduhrstructur sind sehr verbreitet und deuten auf die Mischung aus chemisch verschiedenen Molekülen. — Aegirinaugit und Aegirin erscheinen in den nephelin- und noseanreichen Typen als sehr späte Ausscheidung des Magmas und heften sich dann gern an die Nepheline. — Gelbe Farben (Katzenbuckel, Hannebacher Ley u. s. w.) scheinen secundär zu sein und deuten wohl auf Fumarolenprocesse. Die Vergleichung von Analyse 1 und 2 zeigt, dass die gelbe Farbe die Folge einer Oxydation von FeO zu Fe_2O_3 ist; derselbe Vorgang, welcher den Augit veränderte, wandelte das Ti-haltige Eisenerz zu Pseudobrookit um. — Biotit, titanreich und mit deutlich schiefer Auslöschung, stets roth bis braun durchsichtig, ist in gelappten Blättchen, die sich gern an die Eisenerze und Olivine heften, allverbreitet; in idiomorphen Tafeln erscheint er in manchen Nepheliniten und wird hier an Menge dem Augit nahezu gleich (Katzenbuckel). — Amphibol ist als basaltische Hornblende und dann meistens stark corrodirt und früher Bildung, und als Katophorit, dann sehr später Bildung, auf einzelne Vorkommnisse beschränkt. — Der Titangehalt des Magnetits (Analyse 15) ist z. Th. durch gesetzmässige Verwachsung mit Ilmenit, welchen man durch Ätzen mit HCl blosslegen kann, bedingt. Der Gehalt an Eisenerzen ist hoch in den Nephelinbasalten, klein in den Nepheliniten. — Apatit ist allenthalben reichlich und bei den körnigen Gesteinen schon mit dem blossen Auge erkennbar als lange Nadeln. — Olivin hat die gleichen Eigenschaften wie in Basalten und Basaniten und pflegt eisenreich zu sein. — Melilith, wie in den Leucitgesteinen oft schon mit blossem Auge in gelben Flecken zu erkennen, ist local reich-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO_2	52,57	52,20	46,48	46,54	44,55	48,15	45,18	43,70	47,09	38,66	56,61	34,88	35,99	59,69	—	29,15
TiO_2	2,18	3,12	—	2,85	1,36	1,10	0,79	—	—	—	—	—	—	—	24,95	10,84
Al_2O_3	1,33	2,36	6,24	8,20	7,27	9,86	8,48	32,31	30,69	29,86	22,92	29,34	29,41	21,04	—	6,50
Fe_2O_3	5,86	8,51	5,88	3,72	6,06	—	6,21	1,07	1,76	3,92	—	—	0,31	—	21,75	21,92
FeO	3,23	fehlt	4,42	4,32	5,91	8,60	5,75	—	—	—	2,33	—	—	2,27	51,29	—
MnO	0,15	0,12	Sp.	—	—	1,40	—	—	—	—	—	—	—	—	1,75	—
MgO	12,36	12,83	13,51	13,19	10,44	9,28	11,63	—	—	1,31	—	0,70	—	—	—	0,98
CaO	18,49	18,42	23,45	21,29	22,83	22,55	23,26	0,84	1,05	4,11	1,68	5,54	0,21	0,95	—	29,40
Na_2O	3,80	2,56	—	—	1,47	0,69	1,20	15,83	13,39	14,98	2,95	14,47	20,91	6,55	—	—
K_2O	1,03	0,78	—	—	0,52	0,44	—	5,60	6,80	0,81	13,65	3,76	—	8,61	—	—
H_2O	—	—	0,20	—	—	—	—	1,39	—	6,35	—	—	1,63	—	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,08	10,58	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.	0,57	—	—	—
Sa.	101,00	100,90	100,18	100,11	100,41	102,26	102,50	100,74	100,78	100,00	100,14	99,77	99,61	101,74	99,74	98,79
Sp. G. . . .	3,227	3,268	3,417	—	3,416	—	3,425	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1. Augit aus grobkörnigem Nephelinbasalt. Katzenbuckel. Odenwald. c : c = 39° 30′, 2 Hₐ = 87° 20′.
2. Gelber Augit aus grobkörnigem Nephelinbasalt. Katzenbuckel. Odenwald. c : c = 34°, 2 Hₐ = 84° 50′.
3. Augiteinsprenglinge aus Nephelinbasalt. Oberleinleiter. (Anal. 15, S. 372.)
4. Augit aus Hauynophyr. Horberig bei Oberbergen. Kaiserstuhl.
5. „ „ „ Melfi. Süditalien. (Anal. 3, S. 372.) c : c = 39°; gelb.
6. „ „ Nephelinit. Meiches. Vogelsgebirge. Hessen. (Mit 0,19 BaO + SrO.) (Anal. 2, S. 372.)
7. „ „ „ Löbau. Sachsen. (Anal. 3.) c : c = 42°.
8. Nephelin. Katzenbuckel im Odenwald.
9. „ Meiches im Vogelsgebirge. Hessen. (Anal. 2, S. 372.)
10. Nephelinitoid, isolirt aus Nephelinitoidbasalt. Breitenfeld, ONO Adorf. Sachsen. (Sp. G. = 2,57—2,61 und der in HCl lösliche Theil auf 100 % berechnet.)
11. Leucit aus Nephelinit. Meiches. Vogelsberg. (Anal. 2, S. 372.)
12. Hauyn aus Nephelinit. Melfi. (Anal. 7, S. 372.)
13. Nosean aus Nephelinit. Sideirão. Capverden.
14. Feldspath aus Nephelinit. Meiches. (Mit 2,27 BaO, 0,36 SrO.) (Anal. 2, S. 372.)
15. Titanmagneteisen aus Nephelinit. Meiches. Vogelsberg. (Anal. 2, S. 372.)
16. Melanit. Aus Nephelinit. Oberwiesenthal. Erzgebirge.

lich vorhanden und führt hinüber zu den Melilithbasalten; ihn begleitet gewöhnlich reichlicher Perowskit und Chromit, die sonst fehlen und allenthalben nur mikroskopisch sichtbar werden. — Der Melanit (Analyse 16) entspricht dem Iiwaarit der Ijolithe.

§ 282. Die normalen Nephelinite, wie sie die tieferen Theile des kleinen Katzenbuckeler Stockes (Analyse 1, S. 372) im Odenwald, ferner die Vorkommnisse von Meiches im Vogelsberg (Analyse 2), Rossberg bei Rossdorf unfern Darmstadt, Löbau in der Lausitz (Analyse 3), von Podhorn bei Marienberg in Böhmen, aus der Gegend von Aussig an der Elbe, Oberwiesenthal im Erzgebirge, Wickenstein bei Querbach in Schlesien u. a. darstellen, sind grobkörnige und mehr oder weniger miarolitische Gesteine, die eine meist hypidiomorph-körnige, seltener intersertale (Löbau) Structur haben und bei ziemlichem Wechsel in der relativen Menge von Nephelin und Augit etwas Sanidin und Olivin, vereinzelt Leucit (Meiches, Oberwiesenthal), wenig Eisenerz und viel Apatit führen. Der theralithische Charakter ist deutlich ausgeprägt in der niedrigen SiO_2, hohen Al_2O_3, in dem beträchtlichen Gehalt an den Oxyden RO und R_2O bei herrschendem Na_2O. — Die niedrige Al_2O_3 in Analyse 1 erklärt sich durch den hohen Gehalt an Biotit in dem Katzenbuckeler Gestein, in welchem Fe_2O_3 an die Stelle von Al_2O_3 tritt. Der H_2O-Gehalt der Analysen deutet auf die Zeolithisirung des Nephelin und die Serpentinbildung im Olivin. Porphyrische Structur hat der perowskitführende Oberwiesenthaler Nephelinit an seiner Peripherie, sogar unter Hinzutritt einer gelatinirenden Glasbasis. Der in den Nepheliniten dieses Typus seltene Perowskit verschwindet mit reichlicherer Entwicklung eines Ti-haltigen Biotits, wie er am Katzenbuckel herrscht. — Titanit kommt mehrfach vor[1]. Diese Nephelinite sind allenthalben mit Nephelinbasalten verknüpft und bilden theils abyssische Theile von solchen (Katzenbuckel, Oberwiesenthal), häufiger aber mannichfach verzweigte Gänge und Lagergänge, auch grössere

---

[1] Als wichtig für die magmatische Entwicklung der Eruptivgesteine sei eine Beobachtung MÜGGE's an einem hierher gehörigen Nephelinit des Vulkans Dönjo-Ngai im Massailande hervorgehoben. Das grobkörnige Gestein hat intersertale Structur und besteht aus Nephelin, Augit und etwas Titanit, sowie accessorischem Melanit, während Magnetit ganz fehlt. Der Melanit ist unter Ausscheidung kleiner opaker Körner derart resorbirt, dass in glasreicheren Formen des Gesteins ein Individuum dieses Minerals halb aus Melanit, halb aus einem braunen Glase von hohem specifischem Gewicht (über 3) besteht; durch gänzliche Auflösung des Melanit entstehen Glasschlieren. Denkt man sich diese wieder mit dem alkalireichen Magmenrest zu Alkali-Eisen-Amphibolen und Pyroxenen auskrystallisirt, so hätte man die Eigenthümlichkeiten vieler Lujaurite und Arfvedsonitlujaurite (S. 133) erklärt.

einschlussartige Massen in denselben, die sich zum Nephelinbasalt ähnlich verhalten, wie die Pegmatitgänge und Schlieren zu den Graniten. — Melilithreich und beträchtlich ärmer an Nephelin ist das Gestein der Analyse 4, S. 372.

Durch den Eintritt eines Hauyn- oder Sodalithminerals geht dieser Typus in Nephelinite über, in denen der Nephelin fast vollständig hierdurch verdrängt ist, und die man in ihren extremen Ausbildungsformen Noseanite und Hauynophyre genannt hat. Die Structur dieser mehr oder weniger grobkörnigen Gesteine ist dieselbe wie bei den normalen Nepheliniten. Sie sind verbreitet auf den Inseln des grünen Vorgebirges (Analyse 5 und 6), auf Fernando de Noronha gegenüber dem Cap Roque in Brasilien, bei Melfi in der Basilicata (Analyse 7) und am Südfuss des Horberig bei Oberbergen im Kaiserstuhl, dessen Augitanalyse unter 4, S. 369, mitgetheilt wurde.

Durch vollständig dichtes Gefüge bei selbst mikroskopisch noch sehr winzigen Dimensionen der Gemengtheile und durch starkes Überwiegen des Augits sind die fast oder ganz nephelinfreien Hauynophyre charakterisiert, welche gangförmig im Erzgebirge (Neudorf bei Annaberg, Spitzberg bei Gottesgab u. s. w.) aufsetzen. Sie führen Perowskit und etwas Biotit, gelegentlich auch Leucit und etwas Olivin. Dieselben Gesteine kommen am Hochstraden in Steiermark (Analyse 8), vielfach in Böhmen (Analyse 9, deren MgO-Gehalt kaum richtig sein dürfte), auf Gran Canaria, den Inseln des Grünen Vorgebirges u. s. w. vor. Die Structur ist vorwiegend körnig, geht aber durch Aufnahme von etwas Glas in eine Art hyalopilitische Structur über. — Einen Nephelinitvitrophyr stellt Analyse 10, S. 372 dar.

§ 283. Die Nephelinbasalte, wenn schon durch Übergänge mit den Nepheliniten verbunden, sind doch in ihren normalen Typen davon ebenso verschieden, wie die Leucitbasalte von den Leucititen. Der Nephelin tritt weit mehr zurück, Augit und Olivin mehren sich, was in der Analyse durch den niedrigen Al_2O_3- und Alkaligehalt zum Ausdruck kommt. Es sind monotone, meist deutlich (durch Olivin- und Augiteinsprenglinge) porphyrische Gesteine mit dichter bis sehr feinkörniger, meist dunkelgrauer Grundmasse. Zu dem normalen Bestande von Augit, Olivin, Nephelin, Magnetit und Apatit gesellt sich öfters etwas Plagioklas, seltener etwas Leucit, local bisweilen reichlich Melilith. Die Übergänge liegen vorwiegend nach dem Nephelintephrit und nach dem Melilithbasalt, spärlicher nach dem Leucitbasalt hin.

Die Nephelinbasalte sind weiter verbreitet als die Nephelinite. Man kennt sie vom Kaiserstuhl (am Scheibenberge und der Limburg bei Sasbach, zwischen Sponeck und Burgheim), im Odenwald (Katzen-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.
SiO_2 . . .	42,30	43,89	42,12	41,24	46,95	41,09	42,46	40,99	39,48	45,73	42,37	45,04	40,53	39,33	39,16	37,98	45,19	39,39	39,03
TiO_2 . .	—	1,24	0,54	—	—	—	—	2,41	—	—	1,55	—	1,80	1,01	1,52	2,02	1,01	0,18	—
Al_2O_3 . .	12,63	19,25	14,35	15,28	21,59	18,35	18,49	16,50	19,20	20,15	8,88	11,35	14,89	15,26	10,06	9,30	10,49	23,46	21,57
Fe_2O_3 . .	15,48	—	13,12	4,64	8,09	14,89	3,35	10,62	18,62	12,46	11,26	13,92	1,02	6,36	6,54	5,96	8,60	4,90	8,98
FeO . . .	5,07	12,00	—	9,09	—	—	6,31	—	—	—	7,80	4,89	11,07	5,99	7,71	5,86	5,54	6,39	6,82
MnO . . .	0,12	Sp.	0,18	—	—	—	—	0,85	—	—	—	0,18	0,16	—	0,11	Sp.	—	—	—
MgO . .	5,24	2,81	6,14	8,69	2,49	1,78	3,64	3,29	0,30	3,59	13,01	4,62	8,02	9,78	13,74	17,13	5,97	7,48	4,52
CaO . . .	8,42	10,58	13,00	12,97	7,97	8,79	8,70	12,63	10,48	8,67	10,93	7,86	14,62	14,52	15,30	10,38	12,94	11,02	12,58
Na_2O . .	5,19	9,13	4,11	3,66	8,93	8,79	7,12	5,95	6,70	5,74	4,51	7,86	2,87	3,47	2,38	3,50	2,04	2,39	3,82
K_2O . . .	2,73	1,73	2,18	3,64	2,04	3,14	4,58	2,36	0,52	4,11	1,21	2,93	1,95	1,53	1,46	2,03	4,09	1,51	2,63
H_2O . . .	3,59	—	3,42	0,92*	2,09*	1,26	2,31*	2,63*	3,25	0,12	0,34	1,52	1,44	2,54	1,55	2,74	3,31	2,04	0,55*
P_2O_5 . . .	0,65	1,39	1,65	Sp.	—	—	—	0,89	1,86	—	0,21	0,12	1,32	0,93	0,75	0,31	—	1,22	—
SO_3 . . .	—	—	—	—	—	2,11	2,44	0,64	0,28	—	—	—	—	—	—	Cl 0,09	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	0,45	0,52	0,36	—	—	Sp.	—	CO_2 0,17	0,12	0,58	0,36	0,77	—	—
Sa. . . .	101,42	102,20	101,12	100,13	100,15	100,65	99,92	99,62	100,79	100,57	102,07	100,29	99,86	100,84	100,86	100,15	100,15	99,98	100,50
Sp. G. . .	2,974	—	2,888	—	—	—	—	2,91	3,060	—	3,103	3,096	3,043	3,082	3,023	3,072	—	3,071	3,145

* Glühverlust.

1. Nephelinit. Katzenbuckel. Odenwald. (Mit Spur NiO und CoO, TiO_2 nicht bestimmt.)
2. „ Meiches. Vogelsberg. (Mit 0,17 BaO, 0,01 SrO.)
3. „ Löbau. Sachsen. (Mit 0,04 $CaCl_2$ und 0,27 $CaFl_2$.)
4. „ Herchenberg. Laacher Seegebiet. (Mit Melilith.)
5. „ S. Antão. Capverden. Südlich des Dorfes.
6. „ Covão-Krater. S. Antão. Capverden. Hauynreich.
7. „ (Hauynophyr.) Melfi. Süditalien.
8. „ hauynführend, basaltoide. Hochstraden. Steiermark.
9. „ „ „ Salzberg bei Schlan. Böhmen.
10. Nephilinitvitrophyr (Tachylyt). Gethürms bei Angerod. Vogelsberg.
11. Nephelinbasalt. Meiches am Fuss der Todtenkirche. (Mit Nephelinit verwachsen.)
12. Nephelinbasalt, dicht. Katzenbuckel. Odenwald. (Mit Spuren von TiO_2, SO_3, SrO, CoO, NiO.)
13. „ dicht. Rossberg bei Rossdorf. Hessen-Darmstadt. (Mit Spuren von BaO, NiO, CoO, Cr_2O_3, Fl, Cl, S.)
14. „ Decke von Grosswöhlen bei Bensen. Böhmisches Mittelgebirge.
15. „ Oberleinleiter. Bayern. (Mit Spur Cr_2O_3.)
16. „ melilithführend. Hohenberg bei Bühne. Westfalen. (Mit 2,40 in HKO unlöslicher Erden und 0,09 S.)
17. Nephelinitoidbasalt. Rosengärtchen. Breitfirst. Hessen. (Mit 0,20 MoS_2.)
18. Nephelinbasalt. Kuppe am Heidersdorfer Spitzberg im Laubaner Hochwald. Preuss. Lausitz.
19. „ SO.-Vorsprung der Kreuzbergkuppe bei Bischofsheim. Rhön.

buckel, Steinsberg bei Weiler mit Biotit und Hornblende, Neckarelz, Auerbach, Gegend von Darmstadt, Ötzberg bei Hering mit Hauyn u. s. w.). Berühmt geworden durch die zu Glas (Hydrotachylyt) geschmolzenen Einschlüsse aus dem Rothliegenden ist der Rossberg bei Rossdorf unfern Darmstadt. Verbreitet sind sie im niederrheinischen Vulkangebiet und der Eifel, in Hessen (Hohenberg bei Bühne mit Hauyn und Melilith), Gegend von Cassel, Warburger Börde, Vogelsberg (Meiches), Breitfirst, in Thüringen (Pflasterkaute), zwischen Thüringer Wald und Rhön, in der Rhön selbt, im sächsischen Erzgebirge und im Voigtland, in der Lausitz (der Al_2O_3-Gehalt der Analyse 18 muss z. gr. Th. dem Pyroxen angehören), im böhmischen Mittelgebirge, im Fichtelgebirge, in Steiermark, Schonen, Galizien und in der Mancha in Spanien. — Aussereuropäische Fundorte sind Tekut bei Ghadames in Tripolis, die Troas, die Inseln des Grünen Vorgebirges, Fernando de Noronha, die Bearpaw Mountains, Montana u. s. w.

In den Nephelinbasalten treten ebenso wie in den gewöhnlichen Basalten und Melaphyren und wie auch in den Leucitbasalten gelegentlich die sogenannten Olivinfelseinschlüsse auf.

Die Nephelinbasalte und Nephelinite bringen dieselben Contactwirkungen hervor wie die gewöhnlichen Basalte (Ötzberg bei Hering) und verändern besonders ihre Einschlüsse in derselben Weise (Fichtelgebirge), und haben ebenso ihre Tuffe.

Die Familie der Melilithbasalte.

§ 284. Durch den Eintritt reichlichen Melilithes bei zurücktretendem Nephelin entwickeln sich aus den Nephelinbasalten die Melilithbasalte, die sich dadurch als ein Anhang dieser erweisen. Solche Übergangsformen sind verbreitet in Hessen (Grebenstein), in der Lausitz, ganz besonders aber im Hegau und im Randengebiet im südlichen Baden, sowie auf der Insel Oahu und im Uvalde Co. im südlichen Texas, wo sie die obere Abtheilung der Unteren Kreide durchbrechen. Man kann solche Übergangsformen N e p h e l i n m e l i l i t h b a s a l t e nennen. Zu ihnen gehören auch die losen Auswurfsmassen und Laven des schon von GOETHE studirten Kammerbühls (z. Th. mit Leucit, Hauyn, Biotit und brauner Glasbasis) und des Eisenbühls bei Eger, dessen Olivinfelsbomben Biotit statt Bronzit führen. Die Analyse 1—3 der Hegau- und Randengesteine (ihr Olivin ist oft verzwillingt nach dem Brachydoma) ergiebt den unmittelbaren Anschluss an die Nephelinbasalte. Die geringe Menge des vorhandenen Nephelin erschliesst man aus der Vergleichung des Alkaligehalts und der Thonerde mit dem Gehalt an Na_2O und Al_2O_3 des Meliliths (Analyse a) und

dem Al_2O_3-Gehalt des Augits. — Bemerkenswerth ist der hohe Gehalt an TiO_2 und Cr_2O_3 im Augit dieser Gesteine, der allerdings z. Th. jedenfalls von nicht vollständig abgetrenntem Perowskit und Chromit herrührt, die in den Nephelinmelilithbasalten reichlich auftreten.

Die reinen **Melilithbasalte**[1] (STELZNER) **sind hellgraue bis dunkelaschgraue porphyrische, selten körnige Ergussgesteine von meist fein-, selten mittelkörnigem oder dichtem Gefüge der Grundmasse, welche fast immer Olivin und Augit als Einsprenglinge erkennen lassen, und welche wesentlich aus Melilith, Olivin und Augit bestehen,** daneben Magnetit, Perowskit, auch Chromit oder Picotit, Biotit, Apatit und Nephelin, sehr selten Hauyn führen. Alle Melilithbasalte gelatiniren leicht mit Salzsäure und lösen sich z. gr. Th. in diesem Reagens auf. Die Lösung ist kalkreich und alkaliarm zur Unterscheidung von Nephelinbasalten.

Der **Melilith** ist bald in einer, bald in zwei Generationen vorhanden und bildet flache quadratische und oktogonale Täfelchen, die man auch in recht dichten Gesteinen wahrnehmbar macht, wenn man Splitter einige Zeit in Salzsäure legt; nach dem Trocknen erscheinen die Melilithe als kleine weissliche erdige Flecken oder in schmalen Strichen (Querschnitte). Mikroskopisch besitzen sie die sogen. Pflockstructur. Ihre Zusammensetzung giebt Analyse a. — Nächst Melilith ist **Olivin** der constanteste Gemengtheil, meistens nur in einer intratellurischen, gelegentlich auch in einer Generation der Effusionsperiode (Analyse b). — **Augit** ist meistens in zwei Generationen vorhanden; schaliger Aufbau ist verbreitet. Gewöhnlich ist er graulichgrün oder röthlichgrau durchsichtig. Die Mengen des Augits und Meliliths stehen in wechselndem Verhältniss, aber so, dass ihre Summe constant bleibt. Melilith vertritt also Augit und nicht etwa Feldspath, so dass man die Melilithbasalte zu den Limburgiten rechnen kann. — **Perowskit** bildet kleine, nur mikroskopisch wahrnehmbare graue bis lederbraune Oktaëderchen; — ebenso die mit brauner Farbe durchsichtigen **Chromspinellide**. — Gelegentlich kommt **Granat** accessorisch vor.

Den chemischen Bestand giebt die Analyse 4; man vergl. diejenige der Alnöite, mit denen die Melilithbasalte stofflich, aber nicht nach dem Mineralbestande und der geologischen Valenz übereinstimmen. Die Melilithbasalte verwittern ausserordentlich leicht unter Bildung von Carbonaten, Serpentin und Zeolithen. Sie brausen daher alle mit Salzsäure. Der Gehalt an Cr_2O_3 in der Analyse gehört den Spinelliden, der an TiO_2 dem Perowskit wesentlich, z. Th. auch wohl dem Augit an.

---

[1] STELZNER erkannte und bestimmte den Melilithbasalt 1882, nachdem BOŘICKY 1876 ein hierher gehöriges Gestein als Nephelinpikrit beschrieben hatte. Der hohe Gehalt von CaO in dem in HCl löslichen Antheil dieser Gesteine war schon JUSTUS ROTH aufgefallen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	a.	b.	c.
SiO_2 . . .	35,84	38,20	36,53	33,89	27,52	43,36	44,76	39,12	45,19
TiO_2 . . .	8,85	7,27	8,38	0,64	2,67	—	—	—	3,12
Al_2O_3 . . .	10,48	9,16	9,91	9,93	9,48	9,37	7,90	—	12,76
Cr_2O_3 . . .	2,84	3,01	2,90	Sp.	0,27	—	—	—	4,10
Fe_2O_3 . . .	7,25	6,12	3,84	15,63	13,37	8,88	5,16	—	8,40
FeO . . .	6,62	5,89	6,01	—	—	—	1,39	13,16	Sp.
MnO . . .	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—	—
MgO . . .	12,95	14,69	18,10	16,14	16,64	10,42	8,60	44,80	11,74
CaO . . .	10,90	9,93	10,31	15,19	16,75	15,38	27,47	—	14,37
Na_2O . . .	3,53	3,44	3,06	2,86	2,38	1,49	2,65	—	1,35
K_2O . . .	1,51	2,20	1,60	—	—	3,21	0,33	—	1,20
H_2O . . .	—	—	—	2,90	3,27	6,66	1,42	—	—
P_2O_5 . . .	—	Sp.	Sp.	1,41	1,19	Sp.	—	—	—
CO_2 . . .	—	Sp.	Sp.	1,41	6,36	—	—	—	—
Sa.	100,77	99,91	100,64	100,00	100,00	98,77	99,68	100,08	102,23
Sp. G. . .	3,051	2,914	2,987	3,04	3,015	2,65	2,99	3,31-3,33	—

1. Nephelinmelilithbasalt. Rauden südlich Riedöschingen. Hegau. Baden. Das Gestein liefert 1,92 % Glühverlust.
2. „ Burgstall am Höwenegg. Hegau. (Glühverlust des Gesteins = 0,89 %.)
3. „ Wartenberg. W Geisingen. Baden.
4. Melilithbasalt. Hochbohl bei Owen. Schwäbische Alb. Berechnet aus der Sonderanalyse von 92,81 % in HCl löslicher und 7,19 % in HCl unlöslicher Gesteinsmasse. Mit Spur S.
5. Augitfreier Melilithbasalt. Devin bei Wartenberg. Böhmen. Berechnet aus 93,08 % in HCl löslicher und 6,92 % in HCl unlöslicher Gesteinsmasse. (Mit 0,10 S, Spuren von Ni.)
6. Olivinfreies Melilithgestein mit Einsprenglingen von Diopsid in dichter Grundmasse aus Diopsid, hellgelbem Biotit, Melilith, nebst Perowskit und Apatit; meist frisch, stellenweise mit Mesotyp erfüllt. SiO_2 enthält TiO_2, Sp. Li_2O. Das befeuchtete Pulver reagirt alkalisch auf Lakmuspapier. Coppaeli di Sotto unfern Rieti. Umbrien. Vgl. Euktolith. Ana lyse 4, S. 366.

a. Melilith aus Melilithbasalt. Hochbohl bei Owen. Schwäbische Alb. (Anal. 4.)
b. Olivin daraus. (Mit Spur Ni und 3 % in HCl nicht aufschliessbarer Substanz.)
c. Augit aus Nephilinmelilithbasalt des Hohenhöwen. Hegau.

Die Structur der Melilithbasalte ist vorwiegend eine holokrystallin-porphyrische, nicht selten auch eine fast vollkommen körnige durch Verschmelzen der intratellurischen und der in die Effusionszeit fallenden Krystallisationen. — Eine Glasbasis in kleiner Menge ist nur in ganz vereinzelten Fällen beobachtet worden.

Die Melilithbasalte erweisen sich durch ihre geologische Verbreitung als ein Glied der Reihe Trachydolerit-Limburgit. Die typischesten Vorkommnisse der Schwäbischen Alb (Hochbohl und Bölle

bei Owen, Neuhausen bei Urach, Jusiberg bei Neuffen u. s. w.) schliessen sich geographisch an die Nephelinmelilithbasalte des Randen und Hegaus an: es sind hier ganz wesentlich Schlottgesteine. Dann kennt man sie von Görlitz (Pomologischer Garten) in der Lausitz, aus der sächsischen Schweiz (Forsthaus Zeughaus und Goldstein) und aus der Gegend von Zwota in Sachsen. — Ein mehrere Kilometer langer Gang vom Devin bei Wartenberg in Böhmen bis zum Spitzberg bei Crassá durchbricht den Kreidesandstein und verläuft parallel Nephelinbasaltgängen (die sogen. Teufelsmauer) in einer 6 km betragenden Entfernung. Das ist der Nephelinpikrit Bořicky's, ein vollkommen augitfreier und nephelinhaltiger Melilithbasalt (Analyse 5), das SiO_2-ärmste Eruptivgestein, welches man nächst dem Alnöit von Alnö mit 24 % SiO_2 kennt.

Ob die Melilithgesteine der Vulkane Dönjo-Ngai und Makinga in Südostafrika zum Melilithbasalt oder zum Alnöit gehören, steht noch nicht ganz fest.

Tuffe der Melilithbasalte kommen mit denselben auf der Schwäbischen Alb vor.

Die Familie der Limburgite und Augitite.

§ 285. Limburgite und Augitite[1] sind die feldspathfreien Endglieder der Gesteinsreihe Trachydolerit, Tephrit und Basanit, Leucit-, Nephelin- und Melilithgesteine: sie entsprechen also den pyroxenitischen Gesteinen der Essexitfamilie (S. 178) und gehören zu den theralithischen Magmen. Dass sie in keiner Weise mit den eigentlichen Basalten verwandt und etwa wie die Peridotite und Pyroxenite der Gabbroreihe, die Pikrite und Pikritporphyrite der Melaphyrreihe aufzufassen sind, das erweist insbesondere ihre geologische Association. Limburgite und Augitite unterscheiden sich nur dadurch, dass die Limburgite olivinreiche, die Augitite olivinfreie bis -arme Gesteine sind. Gemeinsam haben sie die hypokrystallin-porphyrische Structur.

Die Augite dieser Gesteine treten fast immer in einer Einsprenglings- und einer Grundmasse-Generation auf. Die ersten sind vorzüglich idiomorph, tafelförmig nach der Querfläche und gehören nach ihren Eigenschaften und ihren Analysen (a, b, c) theils dem Titanaugit, theils dem normalen basaltischen Augit an; Mäntel von Aegirinaugit sind nicht gerade selten. Sand-

[1] Der Limburgittypus wurde 1872 nach einem Kaiserstuhler Vorkommen aufgestellt und benannt; gleichzeitig beschrieb ihn Bořicky als Magmabasalt aus Böhmen, eine Benennung, die unzutreffend sein würde. — Der Augitittypus wurde im Jahre 1884 gleichzeitig von Doelter auf den Inseln des grünen Vorgebirges und von Zujovics in den Anden von Venezuela entdeckt und beschrieben.

uhrstructur ist ausserordentlich verbreitet, man kann sagen die Regel. Die Grundmassenaugite zeigen oft zierlichste Wachsthumsformen und haben meistens andere Farbe als die Einsprenglinge. — Olivin, oft Hyalosiderit, ist ebenfalls gern in zwei Generationen ausgebildet. Beide Gemengtheile zeigen als Einsprenglinge oft Corrosionserscheinungen. — Magnetit oder Ilmenit und Apatit sind allenthalben vorhanden; gelegentlicher Feldspath oder Nephelin, auch Hauyn deuten die verwandtschaftlichen Beziehungen mit den anderen Gesteinen der Reihe an. — Hornblende bildet hie und da Einsprenglinge, die älter sind als der Augit; in gewissen Limburgiten, die eigentlich zum Monchiquit gehören, umrandet sie dagegen die Augite. Im ersten Falle scheint sie den Olivin gewissermassen zu ersetzen und liefert eine Spielart, den Amphibol-Limburgit (van Werveke) der Analyse 10. — In allen Limburgiten und Augititen ist eine glasige Basis vorhanden, deren Menge allerdings sehr schwankt; wo sie reichlich vorhanden ist, zeigt der Wassergehalt der Analysen (1, 2, 5), dass sie ein Pechsteinglas ist. Sie ist bald tiefroth, bald gelblich oder bräunlich, bald farblos durchsichtig, und wird in Salzsäure bald leicht unter Gallertbildung, bald nicht gelöst. Die Anwesenheit dieser Basis bedingt die niedrigen Volumgewichte der Limburgite und Augitite und die häufige Mandelsteinstructur.

§ 286. Als den Typus der Limburgite betrachtet man das an der Limburg bei Sasbach (Kaiserstuhl) anstehende Stromgestein, welches in einer, wenn frisch pechglänzenden und tiefbraunschwarzen, wenn unfrisch bräunlichen oder gelblichen, glanzlosen Basis zahlreiche Einsprenglinge von schwarzem Titanaugit und goldgelbem Hyalosiderit, sowie zahlreiche mit Zeolithen (Phillipsit, Faujasit, Analcim) oder Carbonaten (Calcit, Aragonit) erfüllte Mandeln trägt (Analyse 1). Es ist ein glasreiches Gestein, dessen Basis leicht mit Säure gelatinirt. Demselben Gebiet gehört das Gestein von Reichenweiher (Analyse 2) im Elsass (mit Olivinfelseinschlüssen, deren Augit und Bronzit Analyse d und e geben), vom Rehgraben bei Nierstein und viele Gänge der Gegend von Darmstadt, Langen, Messel, Zwingenberg u. s. w. an. — Hornblendereich ist ein Vorkommen von Kircheip im Siebengebirge (Analyse 7). Verbreitet sind Limburgite in Hessen und zwar in denselben Gebieten, wo die Leucit- und Nephelinbasalte auftreten (Analyse 4); ebenso in der Rhön und zwischen Rhön und Thüringer Wald (Analyse 5), in Sachsen, in der Lausitz (Analyse 6). Vereinzelte Vorkommnisse finden sich im Fichtelgebirge. — Reichlich vertreten sind sie im böhmischen Mittelgebirge (Analyse 2) in Decken und Gängen. Man kennt sie ferner aus Schonen mehrfach, aus dem Mont Dore, aus dem Gebiet der Nephelinbasalte Spaniens. — Einen palaeovulkanischen Limburgit zeigt die Analyse 9; derselbe bildet einen Erguss in den liegenden Theilen einer untercarbonischen Effusivformation, die auch Phonolithe und Alkalitrachyte enthält, in East Lothian in Schottland. — Durch accessorischen Hauyngehalt sind die

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	a.	b.	c.	d.	e.
SiO_2 . . .	42,78	42,5	42,30	42,06	44,54	40,70	42,24	41,12	40,2	40,22	43,35	45,04	44,49	40,95	44,65	46,94	46,72	47,22	52,67
TiO_2 . . .	0,28	—	1,51	1,93	1,12	1,55	0,92	—	2,9	—	2,43	—	—	—	2,93	—	—	Sp.	0,60
Al_2O_3 . . .	8,66	12,7	12,74	12,18	14,78	14,89	8,66	10,17	12,8	14,41	11,46	16,04	22,94	24,19	6,62	5,67	6,90	6,46	4,84
Fe_2O_3 . . .	—	—	10,60	2,67	3,63	7,05	7,45	2,60	4,0	17,42	11,98	7,10	7,90	9,51	5.02	6,18	3,31	—	2,07
FeO . . .	17,96	11,4	—	7,89	6,06	6,81	8,36	9,82	10,4	2,36	2,26	8,23	6,14	—	3,87	5,43	3,30	4,37	5,11
MnO . . .	0,95	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO . . .	10,06	6,8	12,74	11,47	8,66	9,92	12,27	13,34	11,9	7,29	11,69	4,46	2,96	5,11	14,76	14,18	16,10	15,99	32,82
CaO . . .	12,29	13,1	13,01	11,29	8,01	12,21	11,76	14,90	10,4	11,53	7,76	10,19	5,75	10,99	20,32	17,83	21,36	20,75	1,55
Na_2O . . .	2,31	} 5,08	2,65	5,10	4,09	2,78	4,02	6,61	2,7	3,94	3,88	6,11	5,36	5,69	1,29	1,83	0,87	2,41	} 0,94
K_2O . . .	0,62		0,94	1,07	2,45	1,17	1,08	2,27	0,8	1,90	0,99	2,85	2,10	1,89	0,49	—	0,82	2,64	
H_2O . . .	3,96	6,5	2,54	3,08	5,36	1,39	3,71	0,67*	3,4*	1,10	2,41	0,33*	3,08*	1,62	—	—	—	—	—
P_2O_5 . . .	—	1,3	—	0,34	0,58	0,76	0,89	—	—	—	1,54	—	—	—	—	—	—	—	—
Sonst . . .	—	—	—	—	SO_3 0,21	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	—
Sa.	99,87	100,68	99,03	100,05	99,65	99,23	101,36	101,50	99,5	100,17	99,75	100,35	100,67	99,96	99,95	98,06	99,38	99,84	100,60
Sp. G. . . .	2,829	—	—	2,968	2,813	3,046	2,990	—	3,03	—	2,974	—	—	—	3,411	—	3,398	3,304	3,359

* Glühverlust.

1. Limburgit. Limburg. Kaiserstuhl. (Mit Spuren von Cu und Ni.)
2. „ (Magmabasalt.) Höhe von Skalka. Böhmen.
3. „ Reichenweiher. Elsass.
4. „ Hahn bei Holzhausen. Habichtswald. Hessen. (Mit 0,88 in HKO unlöslicher Erden, 0,09 S, Spur SrO und Cl.)
5. „ Heldburger Feste. Südthüringen. Gang. (Mit Nephelin und Hauyn 0,16 CO_2.)
6. „ Steinbruch N. Nonnenwald. Oberer Steinberg. Preuss. Lausitz.
7. „ Beuelberg bei Kircheip. Rheinprovinz.
8. „ Pedra Molar. S. Antão. Capverde-Inseln. (Mit wenig Plagioklas.)
9. „ Whitelaw Hills bei Haddington. East Lothian.
10. Amphibol-Limburgit. Palma. (Mit wenig Olivin, viel brauner Hornblende.)
11. Augitit. Hutberg SO. Tetschen. Böhmisches Mittelgebirge.
12. „ Oberes Picos-Thal. S. Thiago. Capverden, farblose Glasbasis vorwiegend.
13. „ Monte Penoso. Mayo. Capverden, farblose Glasbasis vorwiegend.
14. „ Madeiral. S. Vicente. Capverden, mit etwas Hauyn.

a. Augit aus Limburgit. Limburg. (Anal. 1.)
b. „ „ „ Pedra Molar. S. Antão. (Anal. 8.)
c. „ „ „ Reichenweiher. Elsass. (Anal. 3.)
d. Augit aus Olivinfelsknollen in Limburgit. Reichenweiher. (Anal. 3.)
e. Bronzit aus Olivinfelsknollen in Limburgit. Reichenweiher. (Anal. 3.)

Limburgite der Inseln des Grünen Vorgebirges (Analyse 8) und Auswurfsmassen in der Umgebung der Dauner Maare in der Eifel interessant. — Als palaeolithische Gangformation erscheint der Limburgit mit Monchiquiten und Camptoniten in der Serra de Monchique, in Grönland, in Brasilien und wohl auch in Finland (Kirchspiel Kuolajärvi). — Typische Hornblende-Limburgite kennt man von der Insel Palma und vom Kilimandscharo. — Für die weite Verbreitung des Limburgits sei noch auf die Vorkommnisse von dem Doloy Nor in der Mongolei, von Fernando de Noronha, im Massai-Lande, auf Madagascar, in Victoria (Australien) und der Insel Heard hingewiesen. Wo immer die Gebiete genauer bekannt sind, gehören sie den foyaitisch-theralithischen Magmen an. Doch sei erwähnt, dass in der Montagne Noire in Central-Frankreich Limburgite in normale Feldspathbasalte übergehend beschrieben werden.

§ 287. Die Augitite der Inseln des Grünen Vorgebirges (Analyse 12—14) finden sich in einem wohl charakterisirten Gebiet foyaitisch-theralithischer Massen; überraschend ist ihr hoher Gehalt an Al_2O_3 bei niedriger MgO. — Derselben Association gehören die deckenförmigen Ergüsse der Augitite des böhmischen Mittelgebirges in der Gegend von Tetschen (Analyse 11) mit normalem Thonerdegehalt an; auch im Duppauer Gebirge in Böhmen fehlen sie nicht. — Vereinzelt treten sie auf bei Barraque in der Haute-Loire, Frankreich, und auf Gran Canaria. — In die gleiche Gruppe gehört nach seinem Hauyngehalt ein Vorkommen der Südsee-Inseln. — Nicht näher bekannt ist die geologische Verwandtschaft der Augitite der Gegend von Cura in Venezuela. Doch deutet das Vorkommen von Titanit in denselben nicht auf basaltischen Charakter.

Alles ist einfacher als man denken kann,
zugleich verschränkter als zu begreifen ist.
GOETHE.

II. Theil. Die schichtigen Gesteine.

Die schichtigen Gesteine als Stoffe.

§ 288. Die schichtigen Gesteine sind die zu geologischer Gestaltung gelangten mechanischen und chemischen Zerstörungsproducte der Eruptivgesteine, der krystallinen Schiefer und in geringem Grade der die Erde bewohnenden Organismen. — Wir finden im Gesammtbereich der Schichtgesteine nicht einen einzigen Stoff, den wir nicht mit voller Sicherheit aus den Eruptivgesteinen, aus der Atmosphäre oder aus den organischen Bewohnern der Erde in letzter Instanz ableiten könnten. Zweifellos rührt ein grosser Theil der in den Schichtgesteinen vorhandenen Substanzen aus den krystallinen Schiefern her und wir können diesen Ursprung in manchen Fällen an dem Vorhandensein gewisser Mineralien (Rutil, Disthen, Staurolith, Glaukophan u. s. w.) thatsächlich nachweisen. Der Hauptmasse nach aber sind die Zerstörungsproducte der krystallinen Schiefer und der Eruptivgesteine identisch und nicht unterscheidbar. Dass auch aus den Zerstörungsproducten älterer Schichtgesteine neue Schichtgesteine gebildet werden können, ist selbstverständlich.

Nennen wir die rein mechanischen Zerstörungsproducte der Eruptivgesteine und der krystallinen Schiefer ihren Detritus, die rein chemischen ihre Auslaugungsproducte, so muss es zwei Hauptgruppen von schichtigen Gesteinen geben, deren eine nur mechanischen Detritus (manche Breccien, Arkosen, Sandsteine u. s. w.), deren andere nur die Auslaugungsproducte (Steinsalz, Gyps u. s. w.) enthält und welche beide durch eine lange Reihe von Zwischenformen und Übergangsgliedern verbunden werden. — Da nun die Eruptivgesteine und krystallinen Schiefer fast ausschliesslich aus Silikaten und Quarz

bestehen, so müssen auch die Detritus-Massen in den Schichtgesteinen wesentlich aus Silikaten und Quarz sich aufbauen. Diese Silikate sind aber keineswegs genau oder auch nur vorwiegend dieselben, wie in den Eruptivgesteinen und krystallinen Schiefern, sondern zum grossen Theil deren unter der Einwirkung der Atmosphärilien sich jeweils oberflächlich bildende Umwandlungsproducte (Sericit, Kaolin, Chlorit u. s. w.). Der Grad der atmosphärischen Umwandlung muss in einem gewissen Verhältniss zur Angriffsoberfläche stehen, welche der Detritus der ursprünglichen Gesteine der chemischen Einwirkung bot; so wird die Proportion der Umwandlungsproducte zu dem unveränderten Detritus um so günstiger für die ersteren sich gestalten, je feiner das Korn des Detritus war; man vergleiche Thonschiefer oder Schieferthon mit Grauwackeschiefer und Grauwacke.

Ebenso ist es leicht verständlich, dass wir in dem mechanischen Detritus die wesentlichsten Gemengtheile der Eruptivgesteine und der krystallinen Schiefer nicht in demselben unveränderten Mengenverhältnisse antreffen können. Je unzerstörbarer ein Gemengtheil ist, um so reichlicher muss er im Bereich der Schichtgesteine auftreten; daher das Überwiegen des Quarzes in der Form von Sandstein u. s. w.

Die chemischen Vorgänge, welche bei Bildung des Gesteinsdetritus den ursprünglichen Mineralbestand des zerstörten Gesteins änderten (Verwitterung), dauern an während des Transportes dieses Detritus, während dessen Ablagerung in losen Massen, während der Verfestigung dieser losen Absätze zu festen Gesteinsschichten infolge des Drucks durch stetig neu sich absetzende Massen; sie dauern an nach der Trockenlegung der entstandenen Schichten infolge der Durchtränkung dieser mit der sogen. Gebirgsfeuchtigkeit und werden durch Lagerungsstörungen unterstützt, in deren Folge immer neue Angriffspunkte durch Risse und Sprünge geschaffen werden. Die Gesammtheit der in einem Sediment bei dessen Absatz, während und nach dessen Verfestigung und bei mässiger Lagerungsstörung verlaufenden Umwandlungsvorgänge bezeichnet man mit einem von v. GÜMBEL eingeführten Worte als Diagenese. Durch Diagenese wird aus einem Kalkschlamm ein Kalkstein, aus Thon Schieferthon und endlich Thonschiefer.

Obschon also die bei der Diagenese der Schichtgesteine und der Verwitterung der Eruptivgesteine und krystallinen Schiefer wirksamen Agentien die gleichen sind: Wasser, Sauerstoff und Kohlensäure, sind dennoch die beiden Gruppen von Vorgängen wohl zu unterscheiden.

Gegenüber der Diagenese nennt man die stofflichen Umwandlungsvorgänge unter Mitwirkung hoher Temperatur und intensiver Lagerungsstörungen Metamorphose.

§ 289. Kieselsäure und Silikate sind nicht in nennenswerther Weise löslich in den Atmosphärilien; daher fehlen diese Stoffe im Allgemeinen unter den Auslaugungsproducten, oder finden sich doch nur local unter ungewöhnlichen Verhältnissen, wie die Kieselsinter in Geisirgebieten. Die in heissem und überhitztem Wasser gelöste SiO_2 fällt bei Abkühlung wieder aus. — Die Auslaugung der Eruptivgesteine und krystallinen Schiefer ist in erster Linie bedingt durch das Wasser und die darin absorbirte Kohlensäure; ihre Producte sind daher Carbonate. In geringerer Menge treten dabei Sulphate und Chloride auf. Local erscheinen Humussäuren wirksam in Mooren und flachen Seeen. Sulphate und Chloride als sehr leicht in Wasser lösliche Verbindungen werden in grosse Sammelbecken (Meere und Binnenseeen) hinweggeführt und gelangen hier erst durch Entziehung des Lösungsmittels (Übersättigung der Lösungen und Austrocknung der Sammelbecken) wieder zum Absatz in Form von Salz-, Gyps- und Anhydritlagern. Die Carbonate, als solche nur wenig, als Bicarbonate in weit höherem Grade löslich, haben eine wechselvollere Geschichte. Sie werden abgesetzt z. Th. durch Entweichen des einen Moleküls Kohlensäure, wie bei der Bildung des Kalktuffs oder Travertins, des Spatheisensteins u. s. w., z. Th. unter directer oder indirecter Mitwirkung organischen Lebens, wie bei vielen Kalksteinen (Korallenkalke, Gyroporellenkalke u. s. w.). Die Humussäurelösungen werden unter Einwirkung des atmosphärischen Sauerstoffs zersetzt und liefern limonitische Sumpf- und Raseneisenerze.

Mechanischer Detritus und Auslaugungsproducte treten in wechselnster Menge zu einheitlichen Gesteinsmassen zusammen, wie z. B. Kalkcarbonat und Thon im Mergel, Thon und Gyps, Thon und Steinsalz u. s. w. Ebenso mischen sich die Zerstörungsproducte organischer Lebewesen (Kohle u. s. w.) mit dem normalen Sedimentmaterial, mit Detritus und Auslaugungsproducten. Nicht selten ist auch in den recenten Sedimenten unverändertes Eruptivgesteinsmaterial in Form vulkanischer Aschen beigemengt. Die Abgrenzung der einzelnen schichtigen Gesteinsarten ist daher eine sehr schwankende und schwierige.

§ 290. Während im Bereich der Eruptivgesteine eine gesetzmässige Vergesellschaftung stofflich verwandter Typen ganz unverkennbar und in solcher Schärfe hervortritt, dass man aus dem Vorhandensein eines bestimmten Gesteins vorhersagen kann, welche andere daneben erwartet werden dürfen, fehlt eine solche gesetzmässige Beziehung bei den schichtigen Gesteinen durchaus. Die stoffliche Natur eines schichtigen Gesteins ist bedingt durch die stoffliche Natur anderer, fremder Massen, durch die Grösse und die Richtung, in welcher deren Zerstörungsproducte bewegt wurden; nicht chemische Gesetze be-

herrschten den stofflichen Bestand, sondern der Zufall schleppte ihn zusammen. Daher fehlt ebenso jede Regel über Mineralassociation und jede Norm über relative Menge der analytisch erkennbaren Grundstoffe, eine für die Lehre von den krystallinen Schiefern wichtige Thatsache. — Wo anscheinend mit einer gewissen Regelmässigkeit bestimmte Mineralformen an bestimmte Schichtgesteine gebunden scheinen, wie die sogen. Thonschiefernädelchen (Rutilmikrolithe) und Turmaline an Thonschiefer und Schieferthon, da liegt die Ursache nicht im Wesen des Thonschiefers oder Schieferthons, sondern in der chemischen Natur des Transportmaterials, das ihn aufbaute, und gewisser geologischer Vorgänge der Diagenese, die das Material veränderten.

§ 291. Der durch die Desaggregation des Granits entstehende Grus, welcher oft viele Meter mächtig den Granit bedeckt, ist wohl ein Gesteinsdetritus, aber kein Gestein, vor allem kein schichtiges Gestein. Ein Gesteinsdetritus bedarf der geologischen Gestaltung, um ein schichtiges Gestein zu werden und empfängt diese Gestaltung durch einen mehr oder weniger weiten Transport, dem er unterlag, und durch Wiederabsatz. Die hauptsächlichen bewegenden Agentien, die wir kennen, sind Wasser, Eis und Luft; diese wirken in sehr verschiedener Weise als Bach, als Fluss und Strom, als Brandungswelle, als Ebbe und Fluth, als Meeresströmung; am Boden und auf der Oberfläche der Eisströme; als Wind und als atmosphärische Welle infolge vulkanischer Vorgänge, auch im Bergsturz, Bergrutsch und Murgang. Beendet wird der Transport des Gesteinsdetritus bei Bildung der Sedimente allenthalben durch den Sieg der Schwerkraft über die bewegenden Kräfte. — Je nach dem bewegenden Agens und der Länge des Transports ist das Gesteinsmaterial, aus welchem ein neues schichtiges Gestein aufgebaut wird, verschieden nach Form und Grösse, und damit wird auch der Habitus und Charakter des neuen Schichtgesteins ein anderer. Bei geringem Transporte nutzen sich die Ecken und Kanten der bewegten Massen wenig oder gar nicht ab. Die Begrenzungsflächen bleiben rauh oder uneben; solche Massen nennt man Bruchstücke oder Trümmer, auch Schutt; bei grösserem Transporte und längerer Einwirkung des Transportmittels werden die bewegten Massen stumpfkantig, abgerundet, scheibenförmig, die Flächen werden glatter; solche Massen nennt man Geschiebe; — bei noch weiterer Abnutzung entstehen vollkommen abgeschliffene, mehr oder weniger runde, eiförmige oder linsenförmige Körper ohne erkennbare Ecken und Kanten, sogen. Gerölle oder Schotter[1]. Die

[1] Um zu ermitteln, welche Wegstrecke etwa eckige Fragmente verschiedener Gesteine zurücklegen müssen, um zu Geröllen zu werden, pflasterte

Dimensionen solcher Bruchstücke, Geschiebe und Gerölle sind sehr wechselnde, aber nie sehr kleine; sie sinken nicht wohl unter einige Centimeter. Bei geringeren Dimensionen spricht man von Kies. — Gesteinsdetritus von weniger als Erbsengrösse heisst Sand, das feinste nur langsam aus der Suspension in Wasser oder Luft sich absetzende Zerreibungsmaterial nennt man Schlamm und Schlick[1]. Die Abnutzung beim Transport und damit die Zerstörung der Ecken und Kanten des bewegten Detritus schreitet fort durch Stoss und Reibung bis zu der Grenze, wo eine Suspension, ein Schweben im Transportmittel eintritt; diese Grenze wechselt natürlich mit dem Volumgewicht des bewegten Materials und mit dem Transportmittel. Beim Quarzsand hört z. B. die Abnutzung und Abrundung der Körnchen bei $^1/_{100}$ mm Durchmesser im Wasser auf. — Immer bleibt beim Transport im Wasser das gröbste Material am höchsten Punkt des Weges liegen, also im fliessenden Wasser zunächst der Quelle, am Meere am oberen Saum des bespülten Strandes. Dieses Verhältniss kehrt sich in gewissem Sinne um bei Windtransport; beim Eistransport findet keine Sonderung nach den Dimensionen statt.

E. Erdmann den Boden eines 2,82 m langen hölzernen Kastens mit Geröllen krystallinischer Felsarten von 3—6 cm Durchmesser und verkittete sie mit Portlandcäment, um ein steiniges Flussbett nachzuahmen. Durch Neigen des Kastens in wechselnder Richtung liess er die zu untersuchenden scharfkantigen Stücke über den Boden hin und her rollen; diese bestanden aus 1) feinkörnigem, grauem Granit von Stockholm, 2) braunrothem Orthoceraskalkstein von Öland, 3) weissem, körnigem Kalkstein von Nerike, 4) rothem, feinkörnigem, cambrischem Sandstein von Roslagen, 5) gelblichem, feinkörnigem, rhätischem Sandstein von Helsingborg, 6) grauem Dachschiefer von Haellan in Dalsland. 5) war nach 6882 m Weglänge vollständig gerundet bei einem Gewichtsverlust von 40%; nach 22980 m Weglänge waren von 2), 3) und 4) die Hälfte der Stücke zu Geröllen geworden, 1) und 6) zeigten nur Kantenabrundung. Nach weiteren 13450 m Weglänge waren alle Stücke vollkommen Gerölle geworden und 5) ganz und gar zerrieben. (Geol. Fören. i. Stockholm. Förhdl. IV. 407.)

[1] Dass beim Absatz suspendirter feinster Theilchen diese sich oft in auffallender Reinheit absetzen, erklärt sich durch die verschiedene Geschwindigkeit ihres Falls bei gleichem Volum. Wenn z. B. Quarzkörnchen und Kaolinschüppchen von sehr kleinen Dimensionen ins Wasser fallen, so wird die beschleunigende Kraft der Gravitation sehr bald gleich dem Widerstande des Wassers und die Theilchen fallen dann mit gleichbleibender Geschwindigkeit, welche man ihre Endgeschwindigkeit nennt. Diese wird beeinflusst vom Volumgewicht der fallenden Theilchen, von ihrer Gestalt und ihrer Benetzungsfähigkeit durch die Flüssigkeit. Mit dieser Endgeschwindigkeit fällt ein Kaolinschüppchen von 0,25 mm Durchmesser im Wasser einen Meter in etwa 14 Tagen, ein Quarzkörnchen von gleichem Durchmesser schon in 30 Secunden nach Beobachtungen von H. Cl. Sorby. Besonders bei aeolischen Absätzen fallen diese Verhältnisse stark ins Gewicht.

Alle die angeführten Bezeichnungen für transportirten Gesteinsdetritus nach Grösse und Form sind unabhängig von der chemischen Natur der Substanz; es giebt Quarzsand, Kalksand, Magneteisensand u. s. w.

Damit loser Gesteinsdetritus zu festen Gesteinskörpern werde, muss eine Verkittung oder Verfestigung eintreten. Die verkittende Substanz heisst das Cäment. Ein solches ist bald von aussen durch die Gewässer in Lösung zugeführt, wie bei Kalksandstein, oder mechanisch eingeschlämmt, wie bei thonigen Sandsteinen, oder auch vielfach aus dem ursprünglich losen Detritus selbst ausgelaugt und in demselben wieder abgesetzt, wie bei manchen Kieselsandsteinen, vielen Kalksteinen u. s. w. — Lockere Absätze von Schlamm und Schlick können ohne ein sicher nachweisbares Bindemittel oder Cäment durch blossen Druck, etwa überlagernder Gesteinsmassen, allerdings nur sehr lose verfestigt werden. Selbst bei ziemlich grobkörnigen Sandsteinen (Itacolumit oder Gelenksandstein) scheint eine solche rein mechanische Verfestigung ohne ein Bindemittel vorzukommen[1].

§ 292. Der stoffliche Bestand der Schichtgesteine ist ebensowenig ein unveränderlicher, wie der der Eruptivgesteine; mit dem Augenblick ihrer Ablagerung und Verfestigung beginnt auch bei ihnen eine metasomatische Periode, während welcher eine Umbildung und Neubildung von Mineralsubstanz sich vollzieht. Soweit diese Veränderungen unter den Begriff der eigentlichen Verwitterung fallen, sind sie identisch mit denen, die in den Eruptivgesteinen beschrieben wurden. Doch treten hier eine Anzahl von Vorgängen infolge des stofflichen Unterschiedes der beiden Gesteinsgruppen auf, die dort fehlen. Dahin gehören u. a. die Ausscheidung des Eisen- und Mangangehaltes der Carbonatgesteine (Kalksteine und Dolomite) in der Form von Eisenhydroxyd und Mangandioxyd und die hierdurch bedingte Färbung der Gesteinsmassen, die man auch in Lehmen und Sanden beobachtet, die Zerstörung kohliger Pigmente durch langsame Oxydation und daraus sich ergebende Bleichung bei vielen Kalksteinen und Schiefern, die Wasseraufnahme des Anhydrits und sein Übergang in Gyps. — Andere Veränderungen, wie die theilweise Ersetzung des Kalkcarbonats durch Magnesiumcarbonat, d. h. der Übergang von Kalkstein in Dolomit wird ebenso, wie die Imprägnation solcher dolomitischer Kalksteine mit Erzen (Zinkblende und Bleiglanz) wohl als ein Thermalphänomen aufzufassen sein.

Von ganz besonderer Wichtigkeit ist die sehr verbreitete Neu-

[1] Nach Versuchen von W. SPRING war allerdings selbst bei einem Druck von 10000 Atmosphären die Verfestigung losen Sandes ohne Bindemittel nicht zu erreichen.

bildung von Feldspath (Orthoklas und Albit), Quarz und Muscovit (Sericit) in manchen Schichtgesteinen. Frühe schon und mit unbewaffnetem Auge wurde die Neubildung von Orthoklas und Quarz in Conglomeraten beobachtet (Euba in Sachsen). Die weite Verbreitung dieses Vorgangs in Thonschiefern und die Bedeutung desselben für die Entstehung der krystallinen Schiefer enthüllte erst das Mikroskop. Mit dessen Hilfe lassen sich sogar die Neubildungen dieser und anderer Mineralien von den klastischen Partikeln derselben in einem Gestein unterscheiden. Solche Vorgänge fallen offenbar nicht unter den Begriff der Verwitterung; ebensowenig lassen sie sich als Thermalphänomene deuten. Sie gehören in die Kategorie der diagenetischen Phänomene. Dass weitgehende Umbildungen in den Sedimenten statthaben, beweist die Abwesenheit der im Tiefseeschlamm allgemein verbreiteten Bimssteinfragmente in den entsprechenden Gesteinen der Erdoberfläche.

Die schichtigen Gesteine als Körper.

§ 293. Alle schichtigen Gesteine sind wesentlich unter dem Einfluss der Schwerkraft abgesetzt und ruhen in ihrer ganzen Ausdehnung auf irgend einem andern Gestein, ihrem Liegenden. Sie haben nirgends eine Fortsetzung in die Tiefen unserer Erdrinde. Sie sind nirgends intrudirt oder aus der Tiefe ergossen, sondern stets sind sie Absätze von oben nach unten, ob aus mechanischer Suspension oder aus chemischer Lösung. Je nach der Regelmässigkeit des Absatzes, nach der Unterlage, auf der er sich vollzog, nach dem Material, welches abgesetzt wurde, und nach der Art seines Transportes ist die Form dieser Absätze eine verschiedene.

Bei dem Absatz aus allgemein verbreiteter Suspension feiner Theilchen in grossen Wasserbecken entstehen planparallele Massen, die wir Schichten nennen. Die untere Grenzfläche derselben ist gegeben durch die Form des Bodens, auf welcher der Absatz stattfindet, die obere Grenzfläche ist bei ungestörter Lagerung wagerecht. Abweichungen von der wagerechten (söhligen) Lage, wie stärkere Neigung, Aufrichtung und Faltung, deuten auf Bewegungen in der bereits abgelagerten Masse und ihrem Boden. Auf einer fertigen Schicht lagern sich bei Fortgang des Sedimentationsprocesses immer neue Schichten ab und so entstehen Schichtsysteme, in denen jede jüngere Schicht das Hangende der nächst älteren darstellt. Den senkrechten Abstand zwischen Hangendem und Liegendem nennt man die Mächtigkeit der Schicht. Ihre Lage im Raume ist gegeben durch zwei zu einander senkrechte Linien in der als Fläche gedachten Schicht, die man in der Geologie als ihr Streichen und Fallen bezeichnet. Da jede Sedimentation ein über die Wasserfläche hervor-

ragendes Festland zur Voraussetzung hat, welches zerstört wird, und ein Becken, in welches hinein die Zerstörungsproducte geführt werden, so kann keine Schicht sich um die ganze Erde herum ausdehnen. Jeder Schicht sind ihre Grenzen gesetzt durch die Grenzen des Beckens, in welchem sie abgelagert wurde; ihre Grenze stellt sich dem Beobachter dar als ein Abstossen gegen andere Gesteinskörper, oder als eine bis zu Null fortgesetzte allmählige Abnahme ihrer Mächtigkeit (Auskeilen), oder endlich als ein zu Tage gehen, indem sie mit der Erdoberfläche sich schneidet.

Die einzelnen Schichten innerhalb eines concordanten Schichtensystems erscheinen als solche bald nur durch Intermittenzen in dem Sedimentationsprocess, bald auch durch einen mehr oder weniger auffallenden Wechsel in dem Absatzmaterial. Wiederholt sich dieser Wechsel in dem Material mehrfach, so entwickelt sich die sogen. Wechsellagerung; — ändert sich dagegen das Absatzmaterial nicht in verticalem Sinne, sondern im horizontalen, so entstehen stofflich verschiedene Facies einer Schicht.

Die Grenzflächen einer Schicht heissen Schichtflächen. Wo diese einer Unterbrechung im Sedimentationsprocess entsprechen, zeigen sie mancherlei Eigenthümlichkeiten. So begegnet man auf den an Ufern zum Absatz gelangten Sandsteinen oft auf grosse Entfernung hin in ziemlich gleichbleibendem und geringem Abstande wellenförmigen Furchen, den sog. Wellenfurchen, wie sie der leise Wellenschlag am Strande, grössere Wellen auch bis zu einer gewissen Tiefe am Strande hervorbringen. Als Abdruck wiederholen sich solche Gebilde natürlich auf der Unterfläche der hangenden Schicht. — Flache rundliche Vertiefungen auf Schichtflächen werden als fossile Regentropfen bezeichnet und durch das Niederfallen von Regentropfen auf die noch weiche Schicht erklärt, die dann durch darüber abgesetzte Schichtmassen erhalten wurden. — Durch Austrocknen an Sonne und Luft bilden sich auf den Schichtflächen schlammiger Sedimente Risse und Spalten, die bei neuer Überfluthung ausgefüllt werden; so entstehen die leistenförmigen Wülste, wie sie besonders im Wellenkalk so verbreitet sind. — Beim Eintrocknen mariner oder brackischer Absätze in flachen Becken krystallisirt deren Salzgehalt in Würfeln aus, die höckerartig über die Schichtfläche emporragen. Bei erneutem Absatz von Sediment löst der Wassergehalt dieser das Steinsalz auf, aber die Form wird durch die den freiwerdenden Raum einnehmende Substanz als sogen. Steinsalzpseudomorphosen auf der Schichtfläche, und ihr Abdruck auf der unteren Fläche der hangenden Schicht erhalten. In den Estherienschichten des deutschen Keupers sind solche Gebilde sehr häufig anzutreffen. — Thierfährten oder Ichniten werden in analoger Weise als Eindruck und Abdruck conservirt, wo ein Thier über die weichen Sedimente am Ufer hinschritt. Solche Thierfährten wurden zuerst im Buntsandstein von Hessberg bei Hildburghausen aufgefunden. Dass mancherlei eigenthümliche Figuren auf Schichtflächen, die man für Fossilien gehalten hatte, Kriechspuren seien, wies Nathorst nach. — Auch Fossilien wie Muscheln, Fischschuppen u. s. w. finden sich unmittelbar auf der Schichtfläche oft in besonderer Häufung und guter Erhaltung.

Die vollständig regelmässige und auf weite Strecken hin sich gleichbleibende horizontale Schichtung erleidet sofort Störungen, wenn die Sedimentation eine ungleichmässige war, wie z. B. dort, wo ein mit suspendirten Stoffen beladener Fluss in einen Meerbusen sich ergiesst (Deltabildung), wo eine fliessende Wassermasse bei wiederholten Überschwemmungen und Verlegungen des Thalwegs Kies- und Sandmassen ablagert u. s. w. In diesem letzten Falle findet mehr eine Aufschüttung als eine Ablagerung statt, die aufgeschütteten Massen bilden mehr flach linsenförmige und vielfach wie mit verschränkten Fingern ineinander greifende Gesteinskörper, als eigentliche Schichten. — Eigentliche Schichtung im strengsten Sinne des Wortes fehlt auch den aeolischen Absätzen, wie den Dünensanden und dem aeolischen, nicht durch Wasser umgelagerten Löss. — Unvollkommen und nicht horizontal, sondern parallel dem Abhange geneigt ist die Schichtung in den Schuttmassen der Gehänge. Mehr oder weniger vollständig fehlt die Schichtung den eigentlichen Moränenablagerungen. Und obschon also die Schicht die normale Erscheinungsform der Sedimentgesteine ist, fehlt sie doch manchen derselben in gewissem Grade. Mit unvollkommener Schichtung ist durchweg auch eine unvollkommene Sonderung des Schichtmaterials nach der Korngrösse verbunden.

Die Präcipitate, d. h. die Absätze aus chemischer Lösung zeigen bisweilen eine sehr deutliche, besonders gern durch Zwischenschaltung mechanischer Sedimente markirte Schichtung, während in andern Fällen die Schichtung mehr oder weniger fehlt; das ist besonders der Fall bei grobkörniger Ausbildung des Gesteinsmaterials. Diese Thatsache weist auf eine Umkrystallisation der Gesteinsmassen unter dem Einfluss lösender Medien hin, so dass der Mangel der Schichtung z. Th. jedenfalls secundärer Natur wäre. Die Form dieser Präcipitate ist oft mehr dick-linsenförmig als schichtig; dann spricht man von Salzlagern, Gypsstöcken u. s. w. Schichtige Körper dieser sowie anderer nutzbarer Substanzen (Kohle) heissen F l ö t z e.

Vollkommen ungeschichtet und stockartig mit durchgreifender Lagerung treten viele Korallenkalke in den sie umgebenden Sedimenten auf.

Die Structur der schichtigen Gesteine.

§ 294. Die Structur der Schichtgesteine ist ebenso wie die der Eruptivmassen die Folge der Wirkung der geologischen Erscheinungsform dieser Gesteine auf ihren Stoff. Der charakteristische Zug der Schichtgesteinsstructur liegt daher in ihrem Aufbau aus parallelen Lagen und der hierdurch bedingten Verschiedenheit des H a u p t b r u c h s parallel der Schichtfläche von dem Q u e r b r u c h senkrecht zu derselben.

Dieser Unterschied wird um so auffallender und deutlicher, je vollkommener die Schichtung ist, und tritt dann auch in der leichten Theilbarkeit der Gesteinskörper parallel der Schichtfläche hervor, welche solchen Gesteinen die verwirrende Bezeichnung Schiefer (Kalkschiefer, Mergelschiefer u. s. w.) eingetragen hat. Ebenso verwirrend ist es, wenn man diese leichte Theilbarkeit nach der Schichtfläche als Spaltung bezeichnet. Mit wirklicher Schieferung und Spaltung sind physikalische Verschiedenheiten in der Gesteinsmasse nothwendig verknüpft, die ihren Ausdruck in einem dreiaxigen Ellipsoid finden. Solche Verschiedenheiten fehlen bei blosser Schichtung nach allen bisherigen Erfahrungen vollständig. — Auf dem Hauptbruch liegen die einzelnen Gemengtheile eines Schichtgesteins regellos nebeneinander; auf dem Querbruch erkennt man, dass sie in parallelen Ebenen geordnet sind, dass also die Schichtung je nach der abnehmenden Korngrösse gewissermassen sich bis in mikroskopische Dimensionen fortsetzt. Diese in allen wirklich geschichteten Gesteinen wohl erkennbare Structur heisse Schichtstructur schlechthin; sie hat nichts gemein mit der Fluidalstructur der Ergussgesteine, noch mit deren plattiger Absonderung. Bei der Fluidalstructur ist auch innerhalb der Fluidalebene Parallelordnung vorhanden, bei der Schichtstructur fehlt diese parallel dem Hauptbruch.

§ 295. Die klastischen Schichtgesteine von grobem Korn nennt man nach C. F. NAUMANN Psephite (ψηφος der Brocken) und die Art ihres Gewebes bezeichnet man als psephitische Structur. Lose Massen von eckigen Brocken heissen Agglomerate, solche von Geröllen und Geschieben heissen Schotter und Kiese. Werden die Agglomerate durch ein Cäment zu einem festen Gestein verkittet, so heisst dieses eine Breccie; Gesteine aus verkitteten oder cämentirten Geröllen heissen Conglomerate. Zu diesen gehört auch die Nagelfluh der alpinen Gebiete. Unterarten der Structur können sich bei den Psephiten nur durch das relative Mengenverhältniss von Brocken oder Geröllen und Cäment entwickeln. Conglomerate mit verhältnissmässig spärlichen Geröllen nennt man wohl Puddingsteine.

Gerölle mit Eindrücken sind verbreitet in den Conglomeraten der verschiedenen Formationen (tertiäre Nagelfluh bei St. Saphorin zwischen Vevey und Lausanne, Dirnten bei Rapperswyl, St. Gallen, Appenzell, Berner Jura u. s. w.; neocome Bohnerze von Salzgitter; Hauptconglomerat des Buntsandsteins bei Gebweiler im Elsass, Badenweiler im Schwarzwald, Frankenberg in Hessen u. s. w.; carbonische Conglomerate von Eschweiler bei Aachen). Die Gerölle zeigen dabei rauhwandige, flache, oft auch tiefere Löcher an der Stelle oder an den Stellen, wo sie sich mit andern Geröllen berühren, so dass diese als die Ursache der Eindrücke aufzufassen sind. Soweit Beobachtungen vorliegen, bringt stets von zwei sich berührenden

Geröllen dasjenige den Eindruck hervor, welches an der Berührungsstelle den kleinsten Krümmungsradius besitzt, das mit dem grössten Krümmungsradius empfängt den Eindruck. Ohne Einfluss scheint die Härte des Geröllmaterials, denn bald empfängt das weichere, bald das härtere Geröll den Eindruck und dasselbe Geröll kann sich gegenüber einem Geröll, mit dem es sich berührt, activ, gegenüber einem andern passiv verhalten. Auch die chemische Natur der Gerölle scheint ohne Einfluss, denn Gerölle mit Eindrücken gehören den verschiedensten Gesteinen an, Kalksteinen, Quarziten, Graniten u. s. w. Doch pflegen bei hartem Gestein die Eindrücke weniger tief zu sein; umgekehrt strahlen bei diesem oft Sprünge sternartig von dem Eindruck aus, ja das Geröll ist geradezu von solchen Sprüngen durchsetzt und die Gerölltheile aneinander verschoben und wieder verkittet. — Man hat diese Eindrücke dadurch künstlich nachgeahmt, dass man an der Berührungsstelle von Quarz und Marmor schwach angesäuertes Wasser oder auch reines Wasser wirken liess, welches in dem capillaren Hals um die Berührungsstelle lösend wirkte. Die Vorkommnisse in der Natur deuten nicht auf chemische, sondern auf mechanische Ursachen. Für solche spricht auch die Verbreitung derselben im gestörten Gebirge; in den Vogesen und im Schwarzwalde liegen sie in der Nähe der Hauptverwerfung, dasselbe gilt für die zerbrochenen Gerölle der alpinen Nagelfluh u. a.

In Conglomeraten, deren Gerölle einen Gletschertransport erfuhren, zeigen diese oft die bekannte Schrammung und Kritzelung.

Hohle Geschiebe oder Gerölle (auch Brocken) kennt man nur in Kalksteinconglomeraten und Breccien, so von Tharand in Sachsen, von Lauretta im Leithagebirge, im Rothliegenden der Gegend von Kreuznach, von Frankenberg in Hessen, im unteren Buntsandstein von Klagenfurt, in tertiären Conglomeraten der Sattnitz, in der diluvialen Nagelfluh des südlichen Bayern u. a. O. Von den Geröllen ist dann eine oft nur dünne äussere Schale erhalten geblieben, welche meistens mehr oder weniger dolomitisch geworden ist, während der Kern des Gerölls aufgelöst und fortgeführt wurde. Dabei ist oft im hohlen Innern des Gerölls ein loser dolomitischer Sand, hie und da auch ungelöst gebliebener Quarzsand aus dem ursprünglichen Kalksteingeröll enthalten. An einigen Örtlichkeiten sind solche Hohlgerölle von festen Dolomitgeröllen begleitet, die ursprünglich Kalkstein waren. Der Vorgang der Bildung ist durchaus analog dem der bekannten hohlen Pseudomorphosen von Dolomit nach Calcit, von Rotheisen oder Pyrolusit nach Calcit u. s. w. Das Wasser, welches das zur Bildung von Dolomit aus Calcit nöthige Magnesiumcarbonat zuführte, nahm zufolge der leichteren Löslichkeit des Calciumcarbonats mehr von diesem mit sich fort. Die Stoffzufuhr war also geringer als die Stoffwegfuhr und so entstanden die hohlen Räume.

Facettirte Gerölle sind sehr verbreitet in der Hauptconglomeratbank des mittleren Buntsandsteins in den Vogesen und im Schwarzwalde. Es sind Quarzitgerölle, deren Oberfläche mit neugebildeten und stark spiegelnden Quarzschüppchen und Kryställchen in paralleler krystallographischer Orientirung überzogen sind. — Da die Gerölle niemals allseitig und absolut sich mit dem Cäment berühren, so ist gerade an der Berührungsfläche Neubildung von Mineralien häufig. Daher rühren auch die Überzüge von Limonit, Pyrolusit, Pyrit u. s. w. auf den Geröllen vieler Conglomerate.

§ 296. Psammite ($\psi\alpha\mu\mu o\varsigma$ Sand) nannte HAUY die klastischen Sedimente, deren Gemengtheile unter Erbsengrösse bleiben und nicht bis zu Staubdimensionen herabsinken, also Sandsteine, Grauwacken und Verwandtes. Nach der Beschaffenheit der sie aufbauenden Körner wiederholen sie im Kleinen die Structurerscheinungen der Psephite, insofern auch hier die Körner theils mehr oder weniger eckig und scharfkantig sind, wie die Brocken der Breccien, theils deutlich bis vollkommen gerundet, wie die Gerölle in den Conglomeraten. Das Bindemittel, welches die Körner verkittet, ist bald reichlicher, bald nur sehr spärlich vorhanden. — Eine den facettirten Geröllen nahe verwandte Erscheinung liefern die sogen. Krytallsandsteine, bei denen die einzelnen unregelmässigen Quarzkörner durch Neuabsatz von Kieselsäure zu bisweilen ganz idiomorphen Individuen ausgeheilt sind. Die Grenzen zwischen dem centralen Quarzkorn und der neuabgesetzten Quarzhülle kommen mikroskopisch sehr deutlich durch eine dünne Haut von Verunreinigungen der Oberfläche des Quarzkornes (Fig. 62), oft auch durch das plötzliche Aufhören der Flüssigkeitseinschlussreihen im ursprünglichen Sandkorn an der Grenze gegen die neu abgesetzte Quarzmasse zur Wahrnehmung.

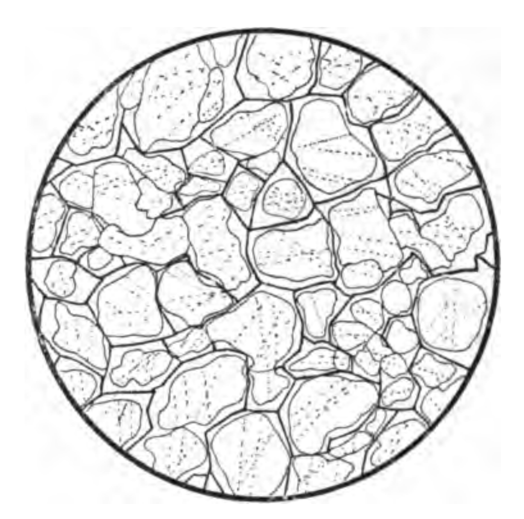


Fig. 62. Krystallsandstein aus Hauptbuntsandstein. Königstuhl bei Heidelberg. Vergr. 15 : 1.

Sehr verbreitet ist in Sandsteinen und losen Sanden, besonders in Dünensanden die als discordante Parallelstructur oder Übergussstructur bezeichnete Erscheinung. Dabei zeigt innerhalb eines Gesteinskörpers die Schichtungsebene eine plötzliche und mehrfache Änderung ihrer Lage derart, dass die einzelnen Schichtungsebenen widersinnig zu einander und zur allgemeinen Lage der Schichtungsebene im Gesteinskörper gerichtet sind. Im Hauptbuntsandstein des südwestlichen Deutschland erscheint diese Structur sehr häufig. Dieselbe findet sich auch bei Kalksteinen, so in der Schaumkalkregion des Thüringer Wellenkalkes (nach FRANTZEN) und in fluviatilen sandig-thonigen Absätzen. Sie ist eine Folge der wechselnden Strömung in dem Medium, worin der Absatz stattfand (Wasser oder Luft).

§ 297. Pelite (πηλος Schlamm) nannte C. F. NAUMANN die aus feinstem Detritus aufgebauten Sedimente, welche bald thoniger, bald kalkiger, oder gemengt thonig-kalkiger (mergeliger) Natur sind. Für die thonigen Pelite hat man auch die Bezeichnung limmatische oder dialytische Gesteine. Ihre Structur wird als pelitisch bezeichnet. Diese wiederholt in mikroskopischen Verhältnissen genau alle Eigenthümlichkeiten der psammitischen Structur. So gering die Dimensionen der einzelnen Gesteinstheilchen sind, kann man oft noch sehr deutlich einen feinsten als Cäment auftretenden Gesteinsantheil und grössere Körner, die cämentiert werden, unterscheiden. Ein Fortwachsen von Sandkörnchen, wie bei den Krystallsandsteinen, kommt auch hier vor; auch die discordante Parallelstructur lässt sich gelegentlich beobachten. Neben sehr regelmässig parallelflächiger Abgrenzung der einzelnen Gesteinslagen eines pelitischen Sediments ist eine flasrige Verwebung sehr flach linsenförmiger, meist etwas grobkörnigerer Gesteinstheile mit netzförmig sie umgebenden feinkörnigeren Lagen sehr verbreitet. — Die Häufigkeit von Neubildungen gerade in diesen Gesteinen führt vielfach zu einer bestimmten nicht durch das Schichtgefüge bedingten, sondern ihr widersprechenden Anordnung. So gruppiren sich oft blättrige Glimmerschüppchen rosettenförmig um Quarz- oder Feldspathkörnchen, um Pyritkryställchen u. s. w.; andere Neubildungen von blättriger Textur legen sich nicht mit der Blattfläche parallel der Schichtebene, sondern spitzwinklig oder gar rechtwinklig zu ihr.

§ 298. Wo wir pelitischen Gesteinen in gefaltetem Gebirge begegnen, zeigen sie eine der Intensität der Faltung in gewissem Sinne proportionale Fissilität oder Spaltbarkeit in dünne Platten, welche nicht, oder doch nur zufällig parallel ihrer Schichtung verläuft, vielmehr unabhängig von Sätteln und Mulden eine im Grossen und Ganzen constante Lage nach Streichen und Fallen in dem gesammten von der Faltung betroffenen Gebiete der Erdrinde hat und die Schichtung unter allen möglichen Winkeln zwischen 0° und 90° schneidet. Neben dieser Theilbarkeit, welche wir als transversale Schieferung zu bezeichnen pflegen, bleibt besonders in den niederen Stadien der Faltung auch die Theilbarkeit nach der Schichtfläche erhalten, so dass eine Schicht dann in griffelförmige Stücke mit rhombischem Querschnitt zerlegbar ist, deren eines Flächenpaar der Schichtung, deren anderes der transversalen Schieferung entspricht. In den stärker gefalteten Gebirgen verschwindet die eigentliche Schichtung oft vollständig und die Theilbarkeit der Schichtkörper entspricht ausschliesslich der Schieferung. Dass diese transversale Schieferung die Folge eines in bestimmter und zwar zur Schieferung senkrechter

Richtung wirkenden Drucks sei, durch welchen die ursprünglich horizontalen Schichten aufgerichtet, gebogen, in Sättel und Mulden zusammengepresst, ja durch Ausziehen der Mittelschenkel dieser in parallele Platten gelegt wurden, das erkannte zuerst BAUR im rheinischen Schiefergebirge im Jahre 1846, im folgenden Jahre SHARPE in England. Mit dieser transversalen Schieferung ist eine vollständige Umordnung, oft auch eine weitgehende Umkrystallisation des stofflichen Bestandes eines Schichtkörpers verbunden. Sind einem transversal geschieferten — wir wollen hinfort den Ausdruck druckschiefrig oder geschiefert allein benutzen — Schichtsystem pelitischer Massen psammitische oder psephitische, bezw. eruptive Gesteine eingeschaltet, so setzt die Schieferung oft an denselben ab, um jenseits in gleicher Lage wieder zu erscheinen und nur gewisse Zerreissungen und Zerbrechungen der nicht geschieferten Gesteinskörper und ihrer Gemengtheile oder optische Deformationen derselben geben Kunde davon, dass auch in ihnen der Druck (Gebirgsdruck) wirkte. In andern Fällen werden auch diese Massen durch und durch in den Schieferungsprocess hineingezogen und bis zur Unkenntlichkeit verändert und stofflich umgestaltet, wie das bei den Eruptivgesteinen und ihren Tuffen z. B. § 220 S. 275 beschrieben wurde. — Wo in geschieferten Schichtsystemen Fossilien vorkommen, zeigen auch diese in deutlichster Weise eine Auswalzung, ja diese war es, welche SHARPE auf die Erklärung des Schieferungsphänomens führte. Ganz ähnliche Auswalzung erleiden die kugligen Gebilde und die Einsprenglinge in den Eruptivmassen, vergl. § 220.

Die Neuordnung des Mineralbestandes in einem geschieferten Gestein gelangt besonders dadurch zur Erscheinung, dass alle blättrigen Componenten, welche ursprünglich vorhanden waren, z. Th. auch die während des Schieferungsprocesses sich bildenden, mit der Blattfläche sich in die Schieferungsebene, also senkrecht zum Druck, legen. Manche blättrige Neubildungen (Ottrelit, Biotit), die erst während und bei dem Schieferungsvorgang entstanden, zeigen sich dagegen in sehr auffallender Weise unabhängig von der Druckrichtung in ihrer Lage und Vertheilung.

Eine künstliche Nachahmung dieser Schieferungsphänomene lieferte zuerst SORBY (1856), der feine Blättchen von Eisenglimmer in Thon einknetete und darthat, dass diese sich nach dem Einwirken eines starken einseitigen Drucks untereinander parallel und mit ihrer Blattfläche senkrecht zum Druck gestellt hatten. TYNDALL, DAUBRÉE u. a. zeigten später an Wachs, Pfeifenthon, Metallen u. s. w., dass es der blättrigen Mineralelemente nicht bedürfe zur Entwicklung einer Schieferung, sondern dass dazu ein gewisser Grad von Plasticität der ge-

pressten Substanz, die Möglichkeit einer ausweichenden Gleitung dieser und ein einseitiger ausreichender Druck genüge.

Die Schieferflächen zeigen gelegentlich infolge weiterer Pressungen eine gröbere oder feinere Runzelung oder Fältelung, welche nicht selten so zart wird, dass sie die Schieferfläche seidenglänzend erscheinen lässt (glänzende Schiefer, schistes lustrés, satinés).

§ 299. Die Theilbarkeit eines geschieferten Gesteins nach der Schieferfläche unterscheidet sich ganz wesentlich von der Theilbarkeit nach der Schichtfläche dadurch, dass sie durch jeden Punkt des Gesteins mit gleicher Vollkommenheit hindurchgeht. Diese Eigenschaft hat sie gemeinsam mit der Spaltung der krystallisirten Medien. Neben der Schieferung treten oft zwei Systeme von Klüften in den geschieferten Gesteinen auf, welche sich meistens schiefwinklig schneiden und auf der Schieferungsebene senkrecht stehen; bei wenig schieferungsfähigen Gesteinen sind sie oft allein vorhanden ohne die eigentliche Schieferung. Diese Klüfte gehen niemals durch jeden Punkt der Gesteine, sondern sie liegen stets in grösseren Entfernungen voneinander. Aber in einer Diagonale dieser Kluftsysteme und zwar in derjenigen parallel der Richtung des Drucks, der die Gesteine schieferte, findet sich eine versteckte, durch jeden Punkt des Gesteins mögliche Theilbarkeit, welche senkrecht zur Schieferungsebene liegt. Die Steinhauer kennen diese echte Spaltbarkeit wohl und benützen sie mit grossem Geschick bei Herstellung der Dachschieferplatten. In den Ardennen (Fumay, Rimogne) heisst diese zur Schieferungsebene senkrechte Ebene leichter Spaltung „Longrain“ und ED. JANNETAZ führte sie unter diesem Namen in die Gesteinslehre ein. Derselbe Forscher stellte nun eine sehr wichtige Beziehung zwischen dem Bau der Schiefergesteine und der Wärmeleitungsfähigkeit in denselben nach verschiedener Richtung fest. Stellt Fig. 63 eine Platte aus einem druckschiefrigen Gestein dar, welche begrenzt wird von der Schieferungsebene $CBEG$, der Ebene des Longrain $ABED$ und einer dazu senkrechten $FCBA$ und nennt man a, b, c die Richtungen des Maximum, Medium und Minimum der Wärmeleitungsfähigkeit, so liegt in der Schieferungsebene das Maximum parallel dem Longrain, das Medium dazu senkrecht, im Longrain das Maximum parallel der Schieferung, dazu senkrecht das Minimum,

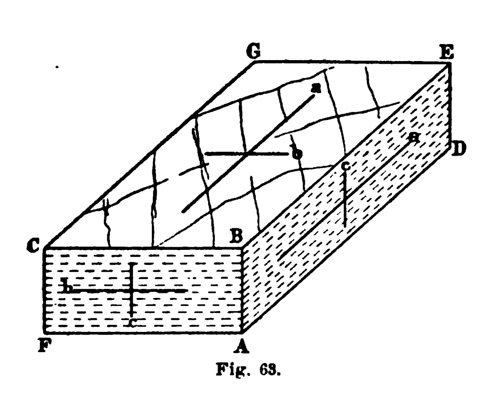


Fig. 63.

und in der zu Schieferung und Longrain senkrechten Ebene liegen Medium und Minimum. Die Fig. 63 giebt also die Orientirung des dreiaxigen Ellipsoids, welches die Wärmeleitungsfähigkeit ausdrückt, zur molekularen Ordnung eines druckschiefrigen Gesteins. Überzieht man die polirten Oberflächen einer wie angegeben orientirten Platte aus einem geschieferten Gestein mit einer dünnen Wachsschicht, führt dieser in einem Punkt Wärme zu bis das Wachs auf eine gewisse Entfernung hin von diesem Punkt geschmolzen ist und lässt dann durch Unterbrechung des Versuchs das Wachs erstarren, so erhält man auf jeder Fläche eine elliptische Figur, deren grösster und kleinster Durchmesser mehr oder weniger voneinander verschieden sind und auf der Fläche des Longrain das Verhältniss 3 : 1 erreichen können. Auf einfachen Schichtungsflächen und dazu senkrechten Ebenen eines ungeschieferten Gesteins sind die thermischen Curven durchweg Kreise; auf Querschnitten durch Absonderungsformen (Basaltsäulen, durch Eintrocknen erhaltene Thonprismen u. dergl.) war im günstigsten Falle eine geringe Zunahme der Wärmeleitungsfähigkeit parallel der Schrumpfungsrichtung wahrzunehmen. Vergleicht man das thermische Verhalten von einfach geschichteten Gesteinen, von Schrumpfungskörpern und druckschiefrigen Gesteinen, so muss man folgern, dass eine Contraction oder ein Druck die Dichte eines Körpers in der Druckrichtung vergrössern; überschreitet der Druck aber eine bestimmte Grösse; so findet ein Ausweichen der Theilchen senkrecht zur Druckrichtung mit Ausbildung von Ablösungsflächen statt und nun ist die Dichte grösser in der Schieferungsebene als in der Druckrichtung. Die Schieferungsebene theilt also mit den Spaltflächen eines krystallisirten Mediums auch die Eigenschaft der dichteren Besetzung mit Massentheilchen. In diesem Verhältniss liegt die Erklärung für die metamorphosirende Wirkung des Drucks; er verändert die Molekulardistanzen und ermöglicht dadurch chemische Action, welche des Weiteren unterstützt wird durch die innere Zertrümmerung der gepressten Gesteinsmassen und dadurch bedingte vollkommenere Durchdringbarkeit für Lösungen.

Die Systematik der Schichtgesteine.

§ 300. Da bei den Schichtgesteinen der stoffliche Bestand nicht in einem innigen causalen Zusammenhang mit dem ganzen Wesen des Gesteins steht und oft nicht in einer charakteristischen Reinheit erscheint, so kann eine Systematik derselben nicht einen so festen Boden haben, wie bei den Eruptivgesteinen. Eine ziemlich wohl charakterisirte Gruppe liefern die Präcipitate im strengsten Sinne des Worts, als

welche Steinsalz, Anhydrit, Gyps und Schwerspath auftreten. Innerhalb der eigentlichen Sedimente wird man nach dem herrschenden Stoff und nach der herrschenden Structur zu unterscheiden haben. Conglomerate, Breccien und Sandsteine sind hier das Nächstverwandte; die übrigen, vorwiegend pelitischen Gesteine werden nach dem herrschenden stofflichen Bestandtheil in Kieselgesteine, Carbonatgesteine, Eisengesteine und Thongesteine zusammengefasst werden. Einen Anhang bilden dann die Kohlegesteine oder die fossilen Brennstoffe.

Die Familie der Präcipitate.

§ 301. Die verbreiteten Präcipitatgesteine Steinsalz, Anhydrit und Gyps sind genetisch und räumlich auf das Engste miteinander verbunden. Sie alle entstanden durch einen weitgehenden Verdunstungsprocess in Meeresbuchten und Ästuarien. Derselbe Vorgang vollzieht sich in Binnenseen, in welchen Zufuhr und Verdunstung sich das Gleichgewicht halten oder die Verdunstung überwiegt.

Steinsalz besteht wesentlich aus einem mittelkörnigen oder feinkörnigen, stellenweise auch grobkörnigen und späthigen Aggregat von unregelmässig begrenzten Individuen von Kochsalz. Die grosskörnigen und blättrigen Massen scheinen durch einen Act der Umkrystallisation aus den feinkörnigen hervorgegangen zu sein. Fasriges Gefüge hat das Steinsalz, wo es in dünneren Lagen in Gyps- und Salzthon vorkommt. Die Farbe ist weiss, grau, gelblich, röthlich, auch blau und grün; die röthlichen Farben rühren von fein vertheilten Blättchen von Eisenglimmer her, die man durch Auflösung des Salzes in Wasser leicht isolirt; graue Farben deuten auf beigemengten Thon oder kohlige Substanzen hin, blaue und grüne Farben werden z. Th. von organischen Stoffen (Bitumen), z. Th. auch von Kupfersalzen abgeleitet. Einschlüsse von Flüssigkeiten sind häufig und oft schon mit blossem Auge erkennbar; ebenso solche von Gasen. Haben die Gaseinschlüsse eine höhere Spannung, so sprengen sie beim Auflösen des Salzes in Wasser die dünner werdenden Wandungen unter knisterndem Geräusch, wie im sogen. Knistersalz von Wieliczka. In demselben bestehen die Gase aus 84,60 % CH_4, 2 % CO_2, 10,35 % N, 2,58 % O. — Als gelegentlicher Übergemengtheil ist Quarz in zierlichen Kryställchen und Anhydrit in Krystallen und Aggregaten ziemlich verbreitet, Pyrit und andere Sulfide sowie Carbonate selten. Thon und Mergel verunreinigen das Steinsalz in allgemeiner Vertheilung oder sind demselben, ebenso wie Anhydrit in dünnen Schichten eingeschaltet

(Salzthone). Die chemische Zusammensetzung des natürlichen Steinsalzes zeigen die Analysen:

	1.	2.	3.	4.	5.
$NaCl$	97,55	90,23	98,36	99,34	91,00
$MgCl_2$	—	0,45	—	—	0,60
$CaCl_2$	—	—	—	0,05	0,50
$CaSO_4$	1,49	0,72	0,55	0,11	—
$MgSO_4$	0,23	0,61	—	—	—
K_2SO_4	—	1,35	—	—	—
Na_2SO_4	0,43	—	0,03	—	3,30
Unlösliches	—	5,88	1,18	0,38	3,65
Wasser	0,30	0,86	—	0,14	0,95
	100,00	100,10	100,12	100,02	100,00

1. Steinsalz, rein, durchsichtig. Stassfurt.
2. „ Wieliczka. Das Unlösliche besteht aus Thon und Sand.
3. „ Wilhelmsglück bei Schwäbisch-Hall. Das Unlösliche besteht aus 0,52 $CaCO_3$, 0,13 $MgCO_3$, 0,53 $Al_2O_3 + Fe_2O_3$.
4. „ Vizackna. Siebenbürgen. Rein, weiss, dicht.
5. „ St. Nicolas. Dép. de la Meurthe.

Die Zusammensetzung der Salzthone geben die Analysen:

	1.	2.	3.
Thonerdesilikat	72,70	64,52	60,65
Calciumcarbonat	11,06	23,51	4,85
Magnesiumcarbonat	9,01	4,32	14,45
Eisencarbonat	6,63	7,38	16,81
Bitumen	—	—	2,53
	99,39	99,73	99,29

1. Stebnik. Galizien. Das Steinsalz bildet Schollen in diesem Thonmergel.
2. Kossow. Galizien. Der Thonmergel bildet eine Verunreinigung des Steinsalzes.
3. Berchtesgaden. Bayern. Thonmergel des sogen. Haselgebirges nach Auswaschung der löslichen Salze, von lichtgrauer Färbung. — Haselgebirge heisst in den Salzburger Alpen ein breccienartiges Gemenge von Thonmergel, Steinsalz, Anhydrit und Gyps mit Nestern von Kieserit, Polyhalit, Glaubersalz u. s. w.

Die grosse Mächtigkeit mancher Steinsalzlager (über 200 m bei Stassfurt, über 1000 m bei Sperenberg) verbietet die Erklärung durch einfaches Eindunsten eines Meeresbeckens; sie wird verständlich nach OCHSENIUS durch die allmählige Concentration des Salzgehaltes eines Meeres in einer oder mehreren kleinen, durch Barren abgeschlossenen Buchten in Gegenden mit regenarmem Klima. Bei der Verdunstung in solchen Buchten wird das entweichende Wasser durch salzhaltiges Meerwasser etwa von der Zusammensetzung der Analyse 1, S. 399,

ersetzt und somit der Salzgehalt des Wassers in der Bucht ein stetig wachsender; das Wasser wird eine kräftige Soole. Aus einer solchen scheidet sich nach den bekannten Lösungsverhältnissen zuerst Calciumsulfat ab, sobald die Dichte der Soole den Werth 1,033 überschreitet; daher bildet Anhydrit oder Gyps immer das Liegende der Steinsalzlager. Bei weiterer Concentration beginnt Steinsalz sich abzuscheiden, wenn die Dichte der Soole den Werth 1,20 erreicht hat. Mit fortdauerndem Absatz des Steinsalzes reichern sich über demselben die zerfliesslichen „Mutterlaugensalze“ oder „Abraumsalze“ (Chloride und Sulfate von Mg, K und Ca) mehr und mehr an. Sobald das anwachsende Steinsalzlager annähernd die Barrenhöhe erreicht, fliessen die schweren Mutterlaugen im Unterstrom ab ins Meer, das leichtere Meerwasser im Oberstrom in die Bucht und nun beginnt wieder der Absatz von Calciumsulfat, so dass endlich das Steinsalzlager von einer Anhydrit- oder Gypslage zugedeckt wird. Wird dagegen, etwa durch Hebung der Küste und damit der Barre, die Communication mit dem Meere unterbrochen, dann gelangen auch die Mutterlaugensalze zur Ablagerung und liefern die heute in der chemischen Technik und für den Ackerbau so wichtigen Lager von Kainit (KCl, $MgSO_4 + 3H_2O$), Sylvin (KCl), Kieserit ($MgSO_4 + H_2O$), Polyhalit ($2CaSO_4$, $MgSO_4$, K_2SO_4, $2H_2O$), Carnallit (KCl, $MgCl_2$, $6H_2O$) in einer bestimmten, neuerdings von VAN'T HOFF, MEYERHOFFER, WILLIAMS und Anderen festgestellten gesetzmässigen Absatzfolge u. s. w. So folgt in Stassfurt von unten nach oben auf die 240 m weit durchfahrene Steinsalzmasse, welche aus 95 % Steinsalz und 5 % Anhydrit in dünnen Schnüren besteht, zuerst die Polyhalitregion, 62 m mächtig, mit 91 % Steinsalz, 7 % Polyhalit und etwas Anhydrit und Chlormagnesium, dann die Kieserit-Region, 56 m mächtig, mit 65 % Steinsalz, 17 % Kieserit, 13 % Carnallit, 3 % Chlormagnesium und 2 % Anhydrit und endlich — 42 m mächtig — die Carnallit-Region mit 25 % Steinsalz, 55 % Carnallit, 16 % Kieserit nebst Kainit, Sylvin, Tachhydrit ($CaCl_2$, $2MgCl_2$, $12H_2O$) und Stassfurtit (wesentlich Magnesiumborat). — Die leicht löslichen Abraumsalze bleiben nur dann erhalten, wenn sie durch wasserundurchlässige Schichten als Hangendes geschützt sind. Durch kleine Modificationen des Mechanismus und Recurrenzen der Vorgänge erklären sich die Einzelheiten im Bau der Steinsalzlager leicht.

In der Zusammensetzung des Wassers eines Meeres, dessen Salzgehalt z. Th. in Buchten abgelagert wurde oder wird, muss das Verhältniss der darin gelösten Stoffe nun ein anderes geworden sein. Man vergleiche die Analyse des Wassers aus dem Kaspischen Meer (Analyse 2) mit der Durchschnittszusammensetzung des Meerwassers (Analyse 1). Die chemische Zusammensetzung der über einem ab-

geschiedenen Steinsalzlager stehenden Mutterlauge zeigt Analyse 3 des Wassers des Todten Meeres in procentischem Ausdruck. Man wolle besonders auch die in dem Gehalt an gelösten Stoffen zum Ausdruck gelangende Concentration der Lösungen beachten.

	1.	2.	3.
Gehalt an gelösten Stoffen . . .	3,53 %	0,63 %	22,30 %
Deren Zusammensetzung in %:			
Chlornatrium	76,49	58,25	36,55
Chlormagnesium	10,20	10,00	45,20
Magnesiumsulfat	6,51	19,68	—
Chlorkalium	1,98	1,27	4,57
Calciumsulfat	3,97	7,78	0,45
Ca- und Mg-Carbonat	0,08	3,02	1,00
Jod, Brom, organ. Substanz . .	0,06	—	—
Calciumchlorid	—	—	11,38
NaBr und $MgBr_2(Br_2)$	—	—	0,45
	99,29	100,00	99,60

Man kennt Steinsalzlager in allen Schichtengruppen; so sind sie altsilurisch in der Saltrange im Punjab in Ostindien, obersilurisch in der Onondaga salt group in Canada, carbonisch in Michigan und Virginien, zum Zechstein gehörig in Deutschland nördlich des Mains (Stassfurt und Umgebung, Kissingen, Artern, Tiede, Segeberg in Holstein, Sperenberg bei Berlin, Inowrazlaw u. a.); — im Buntsandstein liegen die Lager von Sülbeck und Salzderhelden in Südhannover, im mittleren Muschelkalk die badischen und schwäbischen Salzlager im Gebiet des Neckar, des Kocher, im obern Schwarzwald (Dürrheim) und im Rheinthal östlich von Basel, im Keuper die lothringischen Vorkommnisse von Vic, Dieuze u. s. w., die hannoverschen bei Steinförde an der Aller und Egestorffhall bei Hannover, in der Kreide die von Djelfa in Algier (zu Tage gehend). Tertiär sind die Lager von Wieliczka, Bochnia, Kalucz, Stebnik in Galizien, Cardona in der Provinz Barcelona in Spanien (zu Tage liegend) und viele andere. — Die alpinen Lagerstätten des Salzkammergutes sind triadisch.

§ 302. Anhydrit als Gestein ist ein mittelkörniges bis dichtes Aggregat aus isometrischen bis blättrigen, seltener strahligen Anhydritindividuen von weisser, grauer, auch bläulicher oder röthlicher Farbe, mit ebenem bis flachmuschligem Bruch bei etwas splittriger, schimmernder Bruchfläche. Gröberkörnige Partien scheinen durch Umkrystallisation aus dichtem oder feinkörnigem Anhydrit entstanden zu sein, ähnlich wie das bei Steinsalz der Fall ist. Als Pigment sind besonders Bitumen und Thon häufig; die rothen Farben rühren von Eisenoxyden her. Als accessorische Mineralien sind Gyps (wohl ein Umbildungs-

product), Steinsalz und Dolomitrhomboëder allverbreitet, Boracit (Lüneburg, Segeberg) auf einzelne Localitäten beschränkt, Sellaït ($MgFl_2$) nur vom Gebroulaz-Gletscher bei Moutiers in Savoyen bekannt. Wo Anhydrit im stark gefalteten Gebirge liegt, sind seine thonigen Verunreinigungen bisweilen in Cyanit, Glimmer und andere Silicate umgewandelt (Val Canaria bei Airolo). Durch Reductionsvorgänge bildet sich gelegentlich Schwefel. — Gekrösestein ist ein in enggepresste Falten gelegter Anhydrit von Wieliczka. — Die chemische Zusammensetzung ist die des Minerals $CaSO_4$. An feuchter Luft geht Anhydrit unter starker Volumzunahme (spec. Gew. des Anhydrit = 2,9, spec. Gew. des Gyps = 2,2) in Gyps ($CaSO_4 . 2H_2O$) über, ein Vorgang, der oft zu Schichtenstörungen Veranlassung giebt. — Anhydrit tritt als Begleiter des Steinsalzes in dessen unmittelbarer Gesellschaft oder auch selbständig in allen Formationen auf.

§ 303. Gyps ist ein feinkörniges bis dichtes, bisweilen miarolitisch lockeres (körniger Gyps) Aggregat von mehr oder weniger isometrischen, seltener blättrigen Gypsindividuen. Kleinere und grössere grossblättrige Theile, die anscheinend durch Umkrystallisation aus dichtem Gyps entstanden sind, ragen mit Krystallbegrenzung in Hohlräume hinein, oder sind auch allseitig von dichtem Gyps umschlossen. Die Farben sind weiss, gelblich, seltener röthlich, grau bis matt grauschwarz und wechseln bisweilen in wolkiger oder streifiger Vertheilung. Wo der Gyps in dünnen Lagen im Thon und Mergel auftritt, ist er faserig (Fasergyps). Sehr reine oder auch zierlich gefärbte Abarten nennt man Alabaster. — Die häufigsten Verunreinigungen sind Thon, Mergel und bituminöse Substanzen. Gemenge von Gyps und Thon heissen Thongyps; bitumreiche Gypse, die beim Zerschlagen riechen, heissen Stinkgypse. Die verbreitetsten Übergemengtheile sind Anhydrit, Steinsalz, Boracit und andere Borate, Dolomitrhomboëder (oft schwarz durch bituminöse Substanzen, auch in flächenreicheren Krystallen mit 4R . oR . R bei Hall in Tirol), Kalkspath, Bergkrystall und Quarz (auch die bekannten spanischen Eisenkiesel stammen aus Gypsen), Pyrit, Aragonit in der Form der Schaumkalkpseudomorphose. Durch reducirende Vorgänge entsteht Schwefelwasserstoff, aus welchem sich Schwefel gediegen absetzt oder in Verbindung mit Metallen Sulfide (Zinkblende, Auripigment und Realgar) liefert. Im stark gefalteten Gebirge (Val Canaria) haben sich aus den thonigen Verunreinigungen ebenso wie bei Anhydrit Disthen und Glimmer gebildet, und dabei pflegt der Gyps selbst zu hochkrystalliner Facies entwickelt zu sein. — Die Zusammensetzung des Gypses zeigen die Analysen:

	1.	2.	3.
$CaSO_4$, $2H_2O$	98,25	64,57	92,95
$CaSO_4$	—	26,17	—
$CaCO_3$	—	7,18	3,16
$MgCO_3$	—	—	1,07
SiO_2	—	1,58	1,05
Al_2O_3	0,45	0,26	1,40
Fe_2O_3			0,33
H_2O	1,00	—	—
	99,70	99,83	99,96

1. Rother Gyps. Osterode am Harz (aus Zechstein).
2. Gyps aus unterem Zechstein. Kyffhäuser. (Mit 0,07 Bitumen.)
3. Gyps aus Muschelkalk. Grevenmacher. Luxemburg. (Mit Spur NaCl.)

Gyps begleitet Steinsalz ebenso wie der Anhydrit und tritt selbständig in den verschiedensten Formationen auf. In Deutschland ist der Gyps am meisten verbreitet im Zechstein am Südrand des Harzes und in Thüringen, im oberen Buntsandstein in Thüringen, im mittleren Muschelkalk bei Gotha, Weimar, im Neckargebiet u. s. w., und im mittleren Keuper (Gypskeuper) des südwestlichen Deutschlands und im Reichslande. Tertiären Alters sind die Gypse des Montmartre bei Paris, am Kaiserstuhl bei Wasenweiler u. a. O.

Ob das Calciumsulfat sich aus den Gewässern als Gyps oder Anhydrit niedersetze, ist nicht wiederspruchslos erwiesen; dass Gyps durch Wasseraufnahme aus Anhydrit hervorgeht, ist eine feststehende Thatsache, andererseits wird dem Gyps unter der Einwirkung starker Soolen sein Wasser entzogen und er geht in Anhydrit über. Danach ist zu erwarten, dass aus steinsalzreicher Mutterlauge nicht Gyps, sondern Anhydrit abgesetzt werde. — Dass mancher Gyps aus Kalksteinen, zumal dolomitischen, unter der Einwirkung von Schwefelsäure hervorgegangen sei, die aus sich oxydirendem Pyrit stamme, wird mehrfach von italienischen Geologen angegeben.

Baryt als dichtes bis feinkörniges Aggregat tritt gesteinsbildend im Oberdevon in Westfalen besonders zwischen Meggen an der Lenne bis Bracht in einem 7 km langen Lager auf. Auch im Taunusschiefer bei Naurod ist ein solches von 5' Mächtigkeit bekannt. Als Gangausfüllung ist Schwerspath sehr verbreitet.

Die Familie der Psephite und Psammite.

§ 304. Die psephitischen und psammitischen Trümmergesteine oder klastischen Gesteine, wie man sie im engeren Sinne bezeichnet, sind sämmtlich mechanisch zusammengeschwemmte Massen, welche einer genaueren Beschreibung kaum bedürfen, nachdem die allgemeineren Structurverhältnisse an früherer Stelle besprochen wurden. Soweit ihr Material ein rein oder vorwiegend eruptives ist, fanden sie

als Anhang bei den entsprechenden compacten Eruptivgebilden ihren Platz. — Man unterscheidet bei den reinen Trümmergesteinen Breccien, Conglomerate, Sandsteine, Arkosen und Grauwacken. Trümmer, Schotter, Kiese und Sande sind die entsprechenden losen Gebilde, aus deren Verkittung die festen Trümmergesteine hervorgehen.

Breccien und Conglomerate bestehen entweder aus lauter Fragmenten eines und desselben Gesteins und heissen dann monomikt, oder sie enthalten Bruchstücke verschiedener Gesteine und sind polymikt. Im ersten Fall benennt man sie nach dem Gestein, dessen Bruchstücke allein vorhanden sind, als Granitbreccie und Granitconglomerat, Gneissbreccie und Gneissconglomerat, Quarzitbreccie und Quarzitconglomerat, Quarzbrockenfels u. s. w.; im zweiten benennt man sie oft nach einem bezeichnenden Bestandtheile (Knochenbreccie). Vielfach sind Localnamen in die Literatur übergegangen, wie Nagelfluh (monomikt als Kalknagelfluh, polymikt als „bunte Nagelfluh“ von tertiärem oder diluvialem Alter in den Alpen), Verrucano nach der Localität Verruca in den Monti Pisani, Toscana (ein Quarzconglomerat mit meist reichlichem Gehalt an Quarzporphyr- und Thonschiefer-, auch Melaphyrmaterial, sowie allerlei anderen Gesteinsbrocken), Tapanhoacanga oder Canga schlechtweg nach einer brasilianischen Localität (ein polymiktes Conglomerat aus wenig gerundeten Fragmenten von Phyllit, Lydit, Limonit, Quarzit, Amphibolit u. s. w. mit eisenschüssigem, sandig-grandigem Bindemittel, welches local Diamant und Gold führt), von diluvialem Alter. — Sparagmit ist ein vielgestaltiges, oft thonschiefer- und feldspathreiches, auch sandsteinähnlich werdendes Quarzconglomerat im skandinavischen Cambrium.

Breccien sind weit seltener als Conglomerate und entstehen z. Th. durch explosive Eruptivvorgänge, wie z. B. in den Schlotten und Maaren Schwabens, der Eifel u. s. w. Solche Eruptivbreccien bestehen aus Fragmenten der in der Tiefe vorhandenen Eruptivmassen und der auf dem Wege des Explosionscanals liegenden Gesteine der festen Erdrinde; das Eruptivmaterial kann stellenweise vollständig fehlen. — Reibungsbreccien entstehen bei Zerreissungen und Verschiebungen in der festen Erdrinde durch Friction der aneinander verschobenen Theile. — Andere Breccien bilden sich durch Wiederverkittung der an Ort und Stelle zertrümmerten Gesteinsmassen, wie manche Porphyrbreccien der Dyas.

Conglomerate entstehen durch Verkittung von Schottern und Kiesen fluviatiler, besonders auch fluvioglacialer Ablagerungen und solcher am Strande grösserer Wasserbecken, oder sie gelten, in den sogenannten Bodenconglomeraten der Stratigraphie, für ein Product der abradirenden Meereswelle. In Sandsteinen erscheinen sie oft auf weite Areale in constantem Horizont zufolge einer continuirlichen Verschiebung der

Strandlinie. — Das Bindemittel der Breccien und Conglomerate ist sehr verschieden, bald ist es ein sandiger Grus mit nur wenig eigentlichem Cäment, bald ist es thoniger oder kalkiger Natur, bald Kieselsäure, bald Limonit u. s. w. — Wo Breccien und Conglomerate in der Nähe von Tiefengesteinen der Contactmetamorphose unterlagen, wird durch krystalline Umbildung des Cämentes die Grenze der Fragmente gegen das Cäment oft eine kaum oder gar nicht mehr sicher erkennbare. In gleicher Weise findet man ursprünglich normale Conglomerate in stark gefaltetem Gebirge, so z. B. in der Umgebung von Bergen, auf den Inseln des Hardanger Fjord u. a. O. in Norwegen bis zur Unkenntlichkeit metamorphosirt (gepresste Conglomerate). War der Faltungsprocess intensiv genug, um auch die Form der ursprünglichen

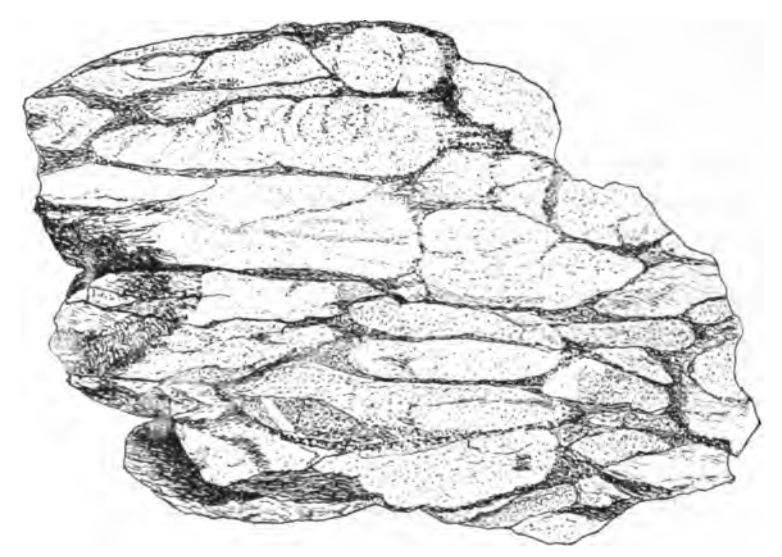


Fig. 64. Abgepresste Theile von Quarzitschichten umwoben von Thonglimmerschiefer; sogen. Quarzkagesten KJERULF. Meraker, Norwegen. $^1/_4$ nat. Grösse.

Gerölle zu verändern und wurden diese in dünne Linsen ausgezogen, während zugleich das Cäment zu einem krystallinen Aggregat wurde, so erhalten die Conglomerate und Breccien den Charakter flasriger krystalliner Schiefer. — Umgekehrt erhalten durch orogenetische Vorgänge manche normale Schichtgesteine dadurch, dass sie in linsenförmige Massen abgeschnürt wurden, den Habitus von Conglomeraten, so in den sogen. Scherbenschiefern an Überschiebungsflächen, in dem sogen. Quarzkagesteen (Quarzkuchenstein) bei Meraker (Fig. 64) an der Bahnlinie Drontheim—Storlien in Norwegen. Hier wurde ursprünglicher Sandstein mit dünnen thonigen Zwischenschichten in dünne platte Ovoide abgeschnürt, um welche sich die zu Glimmer metamorphosirte Schieferthonmasse in dünnen Häuten schmiegt. — Conglomerate kommen

in allen Formationen vor und lassen sich bis tief hinab in die krystallinen Schiefer des Grundgebirges nachweisen.

§ 305. Sandstein besteht aus kleinen Quarzkörnern, welche durch ein Bindemittel verkittet sind. Die Quarzkörner überschreiten im normalen Sandstein nicht die Grösse von Erbsen und sinken bis zu der von Senfkörnern etwa herab. Sie sind im Allgemeinen um so besser gerundet und abgeschliffen, je grösser sie sind; doch sind auch hier eckigrundliche Körner weit häufiger als wohlgerundete. Gelegentlich kann man die ursprüngliche Heimath der Quarzkörner an ihrer Structur und ihren Einschlüssen erkennen. Bisweilen haben die Sandkörner einen fremden dünnen Überzug, besonders von Eisenhydroxyd, Mangandioxyd und Carbonaten. Neben den Quarzkörnern finden sich oft die mit dem Quarz in Eruptivgesteinen und krystallinen Schiefern associirten Mineralien, wie Feldspath oder sein Umwandlungsproduct Kaolin (Kaolinischer Sandstein) in matten erdigen Körnern, oder Muscovit, oft reichlich die Schichtfläche bedeckend (glimmerige Sandsteine oder Glimmersandsteine). In geringer Menge und gewöhnlich nur mikroskopisch erkennbar finden sich Zirkon in gerundeten Kryställchen, Rutil, Anatas, auch Brookit, Eisenerze, Turmalin, Staurolith, Granat, Hornblende u. s. w. — Manche Sandsteine enthalten Körner und Überzüge von Aluminiumphosphaten. — Als Cäment begegnet man in den Sandsteinen bald feinem thonigen, oder auch Thonschiefermaterial (Thonsandstein), bald einem Carbonate, besonders dem Calcit (Kalksandstein) in allotriomorphen, auf grössere Entfernung hin einheitlichen Individuen, seltener dem Dolomit (dolomitische Sandsteine) in derselben Ausbildung oder in idiomorphen Rhomboëdern, dem Eisenspath, hie und da auch dem Baryt; verbreitet sind ferner als Bindemittel Limonit und Eisenoxyd[1]

[1] Interessante Mittheilungen über die Färbung und das Cäment eisenhaltiger Sandsteine und Psammite macht W. Spring im N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1899, I. 47. Danach rührt die rothe Farbe von Eisenoxyd her, welches die klastischen Körnchen überzieht und durch Wasserverlust aus Eisenhydroxyd hervorging. Die Entwässerung des lockeren Eisenhydroxyds geht langsam und spontan vor sich, wird aber durch die Gegenwart von Salzen in dem Wasser der Absatzbecken befördert. — Sind neben Eisenhydroxyd andre, nicht chromogene Oxyde, wie Al_2O_3, MgO, CaO, SiO_2 vorhanden, so condensirt es sich allmählig mit diesen zu sogenannten magnetischen Oxyden, die ihren Namen davon haben, dass sie durch Glühen magnetisch werden. Dadurch erhalten die Gesteine eine ledergelbe bis braune Farbe, welche bei einer Behandlung mit Salzsäure allerdings ihr Eisen bald ganz, bald nur zum Theil unter mehr oder weniger vollständiger Entfärbung abgeben, aber schwieriger und langsamer als es geschehen müsste, wenn das Eisenhydroxyd nicht chemisch gebunden wäre. Aus Scherben des rothen devonischen Sandsteins von Burnot in Belgien zieht Salzsäure alles rothe Oxyd aus und der Scherben ist nach der Behandlung grün. Bei der Behandlung

(eisenschüssige Sandsteine), ganz besonders aber die Kieselsäure (Kieselsandstein); seltener findet sich Glaukonit (glaukonitische Sandsteine).

In Kalksandsteinen und dolomitischen Sandsteinen concentrirt sich das Bindemittel nicht selten zu Krystallen, die ganz mit Sandkörnern erfüllt sind (sogen. Pseudomorphosen von Sandstein nach Calcit von Fontainebleau, Schönau bei Heidelberg u. a. O.). Wittern diese Carbonate aus, so bleiben rauhwandige Hohlräume zurück, deren Wandungen gern mit Mangan- oder Eisenmulm überzogen sind, die sogen. Pseudomorphosensandsteine im Hauptbuntsandstein des südwestlichen Deutschland. Concentriren sich die carbonatischen Bindemittel nicht zu Krystallen, sondern in concentrischen Schalen, so entstehen nach Auswitterung die sogen. Kugelsandsteine, wie in den oberen Abtheilungen des Buntsandsteins des Neckargebiets. — In den thonigen Sandsteinen sind die sogen. Thongallen, flach linsenförmige, oft sehr muscovitreiche Thon- und Mergelconcretionen verbreitet. Entsprechend begegnet man in stark eisenschüssigen Sandsteinen gelegentlich sandigen Limonitconcretionen, die gern hohl sind oder einen losen Kern enthalten (Adlersteine, Klappersteine). — In manchen Sandsteinen, so in der russischen Kreide, finden sich Knollen von Phosphorit (Phosphoritsandsteine).

In den kieseligen Sandsteinen ist der Kieselsäurekitt meistens als Quarz enthalten, seltener als divergentstrahliger Chalcedon oder als amorpher Opal. Ist der Quarzkitt in orientirten Anwachshüllen auf den klastischen Quarzkörnern abgesetzt, so entstehen die krystallisirten Sandsteine (Fig. 62, S. 391) von meistens zuckerkörnig löcherigem Gefüge. Wenn dagegen der Quarzkitt ohne eine orientirende Einwirkung der klastischen Quarzkörner sich absetzte, so pflegt das Gefüge ein vollkommen compactes zu werden und wegen der unregelmässig eckigen Gestalt der klastischen Körner greifen diese mit dem Quarzkitt in auffallend fingerförmiger Verschränkung ineinander, so dass die Grenzen zwischen beiden oft sehr verworren und zickzackförmig verlaufen. Meistens sind die klastischen Quarzkörner mehr oder weniger reich an Flüssigkeitseinschlüssen, die dem jüngeren Quarzkitt zu fehlen pflegen. Eine Grenze zwischen solchen Kieselsandsteinen und Quarziten ist in der Natur nicht vorhanden. Das beschriebene zickzackförmige oder gelenkartige Ineinandergreifen der Quarzkörner findet sich auch bei solchen Sandsteinen, die ohne ein Cäment durch blossen Druck aus losem Sand verfestigt wurden (Itacolumit, Gelenkquarz).

---

mit Kalilauge zerfällt der rothe Scherben zu Schlamm und in der Lösung findet sich reichlich SiO_2 und Al_2O_3. — Scherben von grünem Sandstein aus derselben Bank entnommen, geben an Salzsäure nur wenig Eisen ab und bleiben fest; durch Kalilaugenbehandlung werden sie zu Schlamm zersetzt.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.
SiO_2	77,72	80,60	76,84	70,26	72,46	79,66	90,72	60,3	98,80	93,36	70,32	78,86	96,25	81,20	84,05	75,73	63,25	57,72	62,98	56,91
$Ti(Zr)O_2$	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—	—	1,01	—	—	—	—	—	0,02
Al_2O_3	6,99	9,20	11,76	8,13	10,59	9,21	4,56	4,9	0,18	—	15,59	10,22 }	2,24	8,77	5,68	5,57 }	22,50	5,85	17,22	24,46
Fe_2O_3	0,26	—	0,55	9,54	1,77	3,57	0,36	0,9	0,50	5,44	5,91	5,01 }		0,44	Sp.	— }		0,87	3,78	7,42
FeO	0,87	2,37	2,88	—	—	0,08	0,10	6,2	—	—	—	—	—	1,67	—	—	—	—	—	0,49
MnO	—	0,23	Sp.	—	—	Sp.	0,05	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15
MgO	0,64	1,29	1,39	0,32	0,61	0,67	0,11	1,1	— }	Sp.	0,86	0,79	0,20	1,12	0,26	0,32	3,92	1,22	1,87	1,29
CaO	0,74	1,33	0,70	1,11	0,60	0,10	0,11	—	Sp. }		0,16	0,69	0,20	0,25	—	0,16	1,70	17,18	4,20	0,59
Na_2O	} 1,46	1,37	2,57	1,86	1,29	0,22	0,49	—	—	—	1,30	0,88	0,10	1,89	0,26	0,30 }	5,73	0,68	3,83	0,24
K_2O	}	1,65	1,62	1,65	3,20	4,49	2,84	1,1	—	—	2,52	1,72	0,53	1,98	1,29	0,46 }		0,46	0,65	4,42
H_2O	2,00	0,94	1,87*	6,89	2,69	1,84*	0,42*	2,1	0,50	0,76	2,56*	2,66*	0,46	1,41	—	0,32	2,90*	0,82	3,42	3,98
P_2O_5	0,25	0,08	—	—	—	0,02	0,08	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—	—	—	—	Sp.
$CaCO_3$	4,03	—	—	—	6,03	—	—	19,7	—	—	—	—	—	—	1,02	9,40	—	CO_2 14,58	2,34	0,14
$MgCO_3$	1,55	—	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	0,65	2,50	—	—	—	Cl 0,07
$FeCO_3$	2,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,01	6,00	—	—	—	SO_3 Sp.
Sa. .	99,24	100,09	100,18	99,76	99,24	99,86	100,06	99,3	100,00	99,68	99,22	100,83	100,35	100,26	100,22	100,76	100,00	99,38	100,29	100,18
Sp. G.	2,694	2,689	—	2,598	—	—	—	—	—	—	—	—	2,55	2,701	—	—	—	—	—	—

* Glühverlust.

1. Spiriferensandstein. Zwischen Ems und Kemmenau. Lahnthal.
2. Cambrischer grünlichgrauer Sandstein von Barmouth. North Wales. (Mit 1,03 CO_2.)
3. Potsdam Sandstein. Ablemans. Sauk Co. Wisc., U. S. A.
4. Weisser glimmerführender Sandstein des Carbon. Buddle's Hartley Grube. Newcastle.
5. Grödener Saudstein. Südtirol. Mittel aus den Analysen einer grobkörnigen und einer mässig feinkörnigen Varietät.
6. Unterer Buntsandstein, schwach thonig. Kellerquelle der Heidelberger Wasserleitung.
7. Pseudomorphosen-Sandstein. Steinbruch hinter der Molkenkur. Heidelberg. (Mit 0,02 $BaSO_4$.)
8. Turoner, hellgrüner, glaukonitischer Sandstein von Büderich bei Werl. Westfalen. (Mit 2,6 Calciumphosphat; 39,3 der SiO_2 sind als Quarz vorhanden.)
9. Braungelber Quadersandstein. Elbthal. Sachsen.
10. Oligocäner Sandstein. Weg von Topkowitz nach Maschkowitz. Böhmisches Mittelgebirge. (0,12 Glühverlust.)
11. Cambrischer Phycodenquarzit. Steinach. Fichtelgebirge.
12. Nereïtenquarzit des Unterdevon. Langenbach bei Steben. Fichtelgebirge.
13. Hellgelblichgrauer dichter Culmquarzit. Winterberg, nördl. Grund. Harz. (Mit 0,37 CO_2.)
14. Glimmerführender hercynischer Quarzit. Altenbrak. Harz. (Mit 0,29 SO_3.)
15. Grauwacke. Grube Bastenberg bei Ramsbeck. Westfalen.
16. „ Zwischen Bollwerk und Brügge bei Berghausen-Ohle. Westfalen. (Mit Spur Kohle.)
17. „ porphyrartig. Thann. Oberelsass. Die Alkalien sind aus Verlust bestimmt.
18. Taveyanaz- (Taviglianaz-) Sandstein. Merligen. Thuner See.
19. „ „ „ Taveyanaz-Alp. Diablerets. Schweiz.
20. Sogen. Burgsandstein (obere Abtheilung des bunten Keupers). Bondersbach bei Zirndorf, unfern Nürnberg.

Die chemische Zusammensetzung einiger Sandsteine geben die Analysen 1—10, S. 406. Der Alkaligehalt zeigt, wie hoch die Feldspath- und Muscovitbeimengung gehen kann (Analyse 3—5). Solche Sandsteine heissen Arkose-Sandsteine.

Die Structur der Sandsteine ist eine meistens deutlich schichtige[1] und pflegt um so prägnanter schichtig zu sein, je feiner das Korn und je reichlicher ein thonig-mergeliges Bindemittel vorhanden ist (sogen. Sandsteinschiefer); in den Einzelheiten wird die Structur besonders durch die Mengenverhältnisse von Sandkörnern und Bindemittel beeinflusst. — Die meisten Sandsteine sind pigmentirt durch Eisen- oder Manganoxyde, seltener durch bituminöse Substanzen und die Pigmentirung folgt meistens der Schichtebene, oft auch der Grenzfläche der discordanten Parallelstructur oder sie ist unregelmässig flammig oder fleckig vertheilt, letzteres besonders, wo dolomitische Bestandtheile unter Hinterlassung von Mn- und Fe-Oxyden auswitterten (Tigersandsteine).

Manche Sandsteine sind erzführend; so enthalten die sogen. Knottensandsteine des Buntsandsteins bei Commern in der Eifel Bleiglanz und Cerussit; bei Chessy unfern Lyon und in der Gegend von Saarlouis führt der Buntsandstein Kupfererze (Kupferlasur und Malachit); die sogen. Sanderze im Buntsandstein bestehen aus feinschuppigem Eisenglanz im Gemenge mit Sand (Schwarzwald).

Ein zoogener Sandstein liegt in dem Spongiensandstein (150 m mächtig) der Hilsmulde in Hannover vor, der grösstentheils aus Kieselschwämmen besteht, deren Stabnadeln schon mit der Loupe erkennbar sind.

§ 306. Quarzit ist ein Kieselsandstein, dessen Quarzkörner nicht mehr mit blossem Auge und Loupe als solche erkannt und von dem Cäment unterschieden werden können, dessen Bruch daher mehr oder weniger glänzend wird. Da sie vorwiegend in älterem gefaltetem Gebirge auftreten, so sind die ursprünglich klastischen Beimengungen und das thonige oder kalkige Bindemittel oft mehr oder weniger zu krystallinen Neubildungen geworden und bedingen die Anwesenheit von Chlorit, Muscovit (Sericit), Fibrolith oder Sillimanit und Cyanit, von Rutil in mikroskopischen Kryställchen, von Feldspath, Epidot (Piemontit), Zoisit u. s. w. Die kohlige Substanz ist oft zu Graphitoïd oder Graphit geworden, die Eisenoxydhydrate zu Magnetit oder Eisenglanz. Nach solchen Neubildungen benennt man die Quarzite auch wohl Graphitquarzit, Magnetitquarzit u. s. w. Dass die Quarzite dieselbe

[1] Dass Sandstein gangartig auftritt, wurde mehrfach beobachtet. Solche scheinbare Gänge von Sandstein sind keineswegs immer durch Ausfüllen einer Gesteinskluft mit Sand von oben her entstanden. Der Umstand, dass solche Sandsteingänge nicht immer zu Tage ausgehen, lässt annehmen, dass sie z. Th. von unten her aus schwimmendem Gebirge durch den Druck der überlagernden Schichten emporgepresst wurden. DILLER beschrieb solche Gänge aus Schiefern der Kreideformation in Shasta Co., Californien.

Zusammensetzung besitzen, wie die Sandsteine, zeigen die Analysen 11—14, S. 406. — Die Gebirgsfaltung hat in dem Quarz der Quarzite die deutlichsten Spuren als Zertrümmerung und optische Deformation zurückgelassen (Fig. 65), besonders dort, wo der Quarzit als krystalliner Schiefer im Grundgebirge auftritt. — Der Blaaquarz (Blauquarz) des norwegischen Silur ist ein Magnetitquarz. — Alle Quarzite theilen mit den Kieselsandsteinen die Neigung zur Führung von Aluminiumphosphaten, welche hier als Übergemengtheil in der Form des Lazulith, auf Klüften und Spalten in den zierlichen Formen des Wavellit, oder in den dichten Formen des Kalait auftreten.

§ 307. Arkose ist ein feldspathreicher Sandstein von granitähnlichem Aussehen (regenerirter Granit), dessen Feldspath meistens stark in Kaolin oder Muscovit verwandelt ist. Die Granitähnlichkeit nimmt zu durch Anwesenheit von Glimmerblättchen. Die Arkose besteht aus wenig weit transportirtem Granit- oder Gneissgrus, der durch ein meist kieseliges Bindemittel verkittet ist. Sie findet sich in den verschiedensten Formationen, wo diese unmittelbar dem Granit- oder Gneissgebirge auflagern. Charakteristisch ist die Neigung zur Durchtrümerung mit rothen Hornsteinadern. In Arkosen hat man ein orientirtes Weiterwachsen der klastischen Feldspäthe durch neu zugeführte Substanz beobachtet, wie bei den Quarzen der Sandsteine. Arkoseartige Gesteine gehen hinab bis in die Phyllitformation.



Fig. 65. Gepresster Quarzit, palaeozoisch. Bakke bei Drontheim, Norwegen. Vergr. 20:1. Nic. +.

§ 308. Grauwacken nennt man psammitische, einerseits in Conglomerate (Grauwacken-Conglomerate), andererseits durch Grauwackeschiefer in normale Thonschiefer verlaufende Schichtgesteine der palaeozoischen Schichtenreihe, welche bei meistens grauen, grünlichgrauen oder bräunlichgrauen, seltener hellgrauen, braunen oder schwärzlichen Farben aus sehr wechselnden Mengen von Quarz-, Orthoklas- und Plagioklaskörnern nebst gerundeten oder eckigen Fragmenten von Schiefern, Quarziten, seltener von Diabasen, Graniten oder andern Gesteinen bestehen. Ein Cäment ist wie bei den Sandsteinen in meistens nicht grosser Menge vorhanden und besteht vorwiegend

aus feinem oder gröberem Thonschiefermaterial, wo es unverändert ist, doch kennt man ebenso Carbonate und Quarz als Bindemittel und nicht selten fehlt auch ein Cäment mehr oder weniger vollständig und die einzelnen allothigenen Gesteinsgemengtheile sind einfach ineinandergepresst. Die angegebene Zusammensetzung stellt nur einen verbreiteten Typus dar; in andern Fällen erscheinen Augit, Hornblende, Granat und eine grosse Menge anderer Mineralien (Turmalin, Apatit, Kalksteinbruchstücke u. s. w.) als reichliche Beimengungen. Sind einzelne der Gesteinsgemengtheile grösser als der Rest, so entwickelt sich eine scheinbar porphyrische Structur. Wie sehr die Zusammensetzung wechselt, zeigen die Analysen 15—17 auf S. 406. Man muss nicht übersehen, dass auch bei den sogen. Sandsteinen der jüngeren Formationen die gleiche Latitüde in dem chemischen und mineralischen Aufbau zugelassen wird; man vergl. Analyse 20 des sogen. Burgsandsteins aus dem oberen Buntkeuper und Analyse 18 und 19 von dem sogen. Taviglianaz-Sandstein des schweizerischen Eocän, der local als echter Sandstein, an andern Orten als eine Art Spilit- oder Diabastuff ausgebildet ist. — Das Cäment der Grauwacke ist infolge ihrer Verbreitung in älteren gefalteten Schichten oft krystallin zu Muscovit, auch Biotit, Quarz, Feldspath und anderen Mineralien entwickelt. Damit verschwindet mehr und mehr der klastische Charakter und die Gesteine werden ununterscheidbar von krystallinen Schiefern; ganz besonders tritt dieser Fall ein, wenn die mineralischen Neubildungen sich in krystallographischer Orientirung an die klastischen Gesteinsgemengtheile ansetzten oder diese selbst eine mehr oder weniger weitgehende Umbildung erfuhren.

§ 309. Quarzsand als lockere Ablagerung fluviatilen, marinen oder aeolischen Ursprungs besteht aus eckigen bis rundlichen Körnern wechselnder Grösse, wie im Sandstein, die auch hier oft mit Eisenoxyden, Mangandioxyd, Carbonaten, kohligen Substanzen u. s. w. incrustirt sind und auch durch solche Incrustationen zu mehr oder weniger festen Bänken in dem losen Sande verkittet werden können. Immer sind dem Quarzsande in wechselnder Menge die verschiedensten Mineral- und Gesteinsfragmente beigemengt je nach der Herkunft der Sande. Man kann durch diese Beimengungen oft den Ursprung von Sanden vergangener geologischer Perioden mit Sicherheit feststellen. An manchen Orten (Ceylon, Hinterindien, Australien u. s. w.) führen die Sande reichlich Edelsteine und Halbedelsteine (Edelsteinsande), wie Korund, Almandin, Zirkon, Diamant u. s. w. oder Gold (Goldsande) und Platinmetalle, auch Zinnerz, die man aus ihnen gewinnt. Durch Aufnahme von Geröllen und wachsende Korngrösse gehen die Sande in Grand und Kies über und wechsellagern auch mit diesen. Die Gesammtheit solcher Ablagerungen nennt man Seifengebirge, zumal

wenn sie technisch verwerthbare Substanzen enthalten. — In Gebieten, wo Gesteine, die viel Magnetit (oder Ilmenit) enthalten, zerstört und weggeführt wurden, sondern sich aus den Sanden Schlieren und Linsen von Magnetit (oder Ilmenit) durch den Schlemmprocess aus. Solche dunkle Sande enthalten besonders reichlich Edelsteine und Edelmetalle, was sich aus dem gemeinschaftlich hohen specifischen Gewicht erklärt.

Der Betrag der Gesammtabnutzung eines Mineralkorns, also seine Abrundung, wird abhängig sein von seiner Grösse, seinem specifischen Gewicht, seiner Härte, der Länge des zurückgelegten Weges und der Natur des Transportmittels, wenn man den Einfluss der Anfangsgestalt, die Spaltungsfähigkeit und ähnliche Umstände vernachlässigt. Nimmt man als Anfangsgestalt einen Würfel von der Kantenlänge x, nennt d das specifische Gewicht, w den zurückgelegten Weg und h die Härte, so wäre bei einem und demselben Transportmittel die Gesammtabnutzung R direkt proportional x^3, d und w, umgekehrt proportional h, und bedenkt man, dass der zurückgelegte Weg genauer ausgedrückt wird durch die Zahl der Umwälzungen, die das Mineralkorn erfuhr, also durch $\frac{w}{4x}$, so wird der Betrag von R ausgedrückt durch

$$\frac{x^3 d . \frac{w}{4x}}{h} = \frac{x^2 d w}{4h}.$$

Für andre Anfangsgestalten wäre statt 4 eine andre Zahl zu setzen, für eine Kugel natürlich 3,14 als unterster möglicher Werth. Für Körner derselben Substanz verhält sich demnach die Abnutzung für gleiches w wie die Quadrate ihrer Durchmesser, für Körner verschiedener Substanzen von gleicher Grösse und Gestalt und bei gleicher Weglänge, wie $\frac{d}{h}$. Man kann diesen, für jede Substanz verschiedenen Werth ihren Abnutzungs- oder Rundungscoefficienten für Lufttransport nennen. Für Wassertransport wäre er dann $\frac{d-1}{h}$.

Die relative Grösse der Gesammtabnutzung bei Luft- und Wassertransport würde sich danach bei beliebiger Anfangsgestalt verhalten wie

$$\frac{x^2 d w}{mh} : \frac{x^2 (d-1) w}{mh} \text{ oder wie } \frac{d}{d-1}.$$

Quarz würde sich also bei gleicher Geschwindigkeit in Luft etwa 1,6 mal stärker abnutzen. Zieht man die von der Geschwindigkeit der Bewegung abhängige lebendige Kraft in Rechnung, so wird der Unterschied noch beträchtlich zu Gunsten des Windtransports vergrössert. Das Verhältniss wäre $\frac{d . v^2}{(d-1) v_1^2}$, wenn man die Geschwindigkeit des Windes v, die des Wassers v_1 nennt. (Wm. Mackie, Transact. Edinburgh geol. Soc. 1897. vol. VII. part. III. 298.)

Die Familie der Kieselgesteine.

§ 310. Als Kieselgesteine sind hier alle vorwiegend aus Kieselsäure bestehenden schichtigen Gesteine zusammengefasst, welche sicher nicht klastisch, sondern z. Th. biogen, z. Th. chemische Absätze

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO_2 . .	96,74	94,00	74,20	80,30	91,43	66,50	87,86	63,36	84,43	94,20	95,84	93,37
Al_2O_3 .	0,18	2,61	6,81 (mit Fe_2O_3)	5,40 (mit Fe_2O_3)	2,89	7,00	0,13	4,92	3,07	1,58	Sp.	—
Fe_2O_3 .	—	0,12			0,73	2,50	0,73	14,71	1,91	0,17	2,68	—
FeO . .	0,88	0,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO . .	—	0,44	—	0,43	0,36	1,50	—	—	1,06	—	Sp.	—
CaO . .	—	1,27	0,41	0,44	0,25	1,25	—	3,30 (CaO, Na_2O, K_2O)	0,70	—	Sp.	—
Na_2O .	0,18	0,38	0,30	Sp.	0,63	—	—		0,92 (Na_2O, K_2O)	—	Sp.	—
K_2O . .	0,31	0,55	0,02	0,30	0,32	—	—			—	Sp.	—
H_2O . .	—	1,37	13,30	10,90	3,80	19,00	8,43	13,71* (H_2O, Org. Subst.)	7,88*	3,06*	1,50*	4,17
Org. Subst.	2,28**	0,42*	4,20	1,30	—	—	2,28		—	—	—	1,50
Sa. . .	100,57	102,00	99,63	99,07	100,41	97,75	100,18	100,00	99,97	99,86	100,02	99,04
Sp. G. .	—	—	1,944	1,862	—	2,08	—	—	—	—	2,490	—

* Glühverlust. ** Kohle.

1. Kieselschiefer, schwarz, dicht. Triebenreuth. Fichtelgebirge.
2. „ Hengstrücken bei Lerbach. Harz. (Mit 0,06 Cl, 0,13 Kupferkies.)
3. Polirschiefer. Kutschlin bei Bilin. Obere Schicht der Ablagerung, weiss. (Mit 0,12 SO_3, 0,24 P_2O_5, 0,03 NH_3.)
4. Sogen. Saugschiefer, ebendaher. Untere Schicht der Ablagerung.
5. Brauner miocäner Polirschiefer. Little Truckee River. Nevada. U. S. A.
6. Klebschiefer. Ménilmontant bei Paris.
7. Infusorienerde. Oberohe, westl. Ebsdorf. Lüneburger Heide. Fast weisse, obere Lagen. (Mit 0,75 $CaCO_3$.)
8. „ Tütelwiese bei Tiefwerder. Spandau. (34,39 % SiO_2 sind löslich.)
9. Kieselsinter. Grosser Geysir. Island.
10. „ Taupo. Neu-Seeland. Nordinsel am Rande des Rotomahana. (Mit 0,85 NaCl.)
11. „ Upper Geysir Basin am Firehole River. Rocky Mts.
12. Getrocknete Algenvegetation vom Rande eines Geysir. Yellowstone National Park. Vereinigte Staaten.

aus Wasser, z. Th. noch nicht zweifellos festgestellten Ursprungs sind. Es sind sämmtlich Gesteine von im Allgemeinen geringer Ausdehnung und Mächtigkeit. Sie sind vor dem Löthrohr unschmelzbar und werden von Säuren nicht, von Alkalien z. Th. sehr stark, z. Th. nur wenig angegriffen. Ihr Kieselsäuregehalt ist nur z. Th. im Quarzzustande vorhanden und wo dieser vorliegt, ist er stellenweise sicher als ein secundärer, nicht ursprünglicher zu erkennen.

Kieselschiefer oder Lydit, auch Phthanit ist ein dichtes, vor dem Löthrohr unschmelzbares, sehr hartes, im Grossen eben bis flachmuschlig, im Kleinen splittrig brechendes Gestein, welches vorwiegend aus einem Gemenge von dichtem Quarz mit Chalcedon und etwas Opal besteht und infolge eines Kohlegehaltes grau bis schwarz, selten durch Limonit bräunlich oder durch Chlorit grünlich gefärbt ist. Die Farbe wechselt zuweilen streifig oder fleckig. Schmale Trümer von weissem Quarz durchziehen oft die Gesteinsmasse netzförmig und

geben ihr ein breccienartiges Aussehen. Der Kohlegehalt ist nicht selten beträchtlich und häuft sich in flachen Nestchen oder auf Kluft- und Bruchebenen als russartiges Pulver an. Beimengungen von thoniger Substanz, Eisenverbindungen und Carbonate spielen keine bedeutende Rolle, siehe die Analyse 1 und 2; doch steigen sie gelegentlich beträchtlich an, so enthielt ein reinschwarzes Kieselschiefer-Geschiebe aus der Lenne in Westfalen neben 78,6 SiO_2, 9,1 Al_2O_3, 0,5 MgO, 2,5 $CaCO_3$, 0,7 $MgCO_3$, 6,0 $FeCO_3$, 2,6 Kohle. — Eisenkies ist öfter vorhanden, auf Klüften findet sich Kalait, Wavellit und verwandte Mineralien. Bei Verwitterung überzieht sich der Kieselschiefer mit einer papierdünnen graulich-weissen bis gelblichen Rinde, ähnlich wie die Adinolen, mit denen er wohl verwechselt wurde. — Die Schichtung ist deutlich, aber in sehr verschiedenem Grade; Schichtenbiegung von oft bizarrer Form kommt vor, auch eine Umflechtung von Kieselschieferscheiben durch Thonschieferflasern. — In vielen Kieselschiefern sind Radiolarien, Diatomeen und andere Organismen nachgewiesen. Graptolithen treten mit Vorliebe in sehr kohlereichen Lagen auf. U. d. M. erkennt man neben dem sehr feinkörnigen Aggregat, welches als dichter Quarz gedeutet wird, die fasrigen und radialstrahligen Structurformen der Chalcedonkieselsäure. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass die Kieselschiefer, welche in den altpalaeozoischen Schichtsystemen bis hinauf ins Culm verbreitet sind, ursprünglich biogene Gesteine waren. — Die Phthanite des belgischen Kohlenkalkes sollen silificirte Kalksteine sein; derartige Verkieselungen von Kalksteinen kommen auch in jüngeren Formationen vor.

Biogene Bildungen sind auch z. gr. Th. die als Feuerstein, Hornstein, Jaspis, Menilit bezeichneten Kieselsäuremassen, welche nicht zu den Gesteinen gehören, sondern nur begleitende Bestandmassen wirklicher Gesteine, besonders der Carbonatgesteine (Kalksteine und Mergel) sind, die in den verschiedensten Formationen vom Silur bis hinauf in die eocänen Bohnerze und Nummulitenschichten auftreten. Allen ist es gemeinsam, dass sie aus mehreren Arten Kieselsäure bestehen und gern Rhomboëder von Dolomit und verwandten Carbonaten enthalten. Die organischen Reste, die sie führen, sind am häufigsten Spongien und Radiolarien. Die Formen dieser begleitenden Bestandmassen wechseln sehr; sie schwellen von erbsen- und nussgrossen Gebilden bis zu mächtigen Lagern an, treten auch (Hornstein und Jaspis) als schichtenartige Körper von einiger Ausdehnung auf.

§ 311. Als Diatomeenpelit (C. F. NAUMANN) kann man die sehr dünnblättrigen, sehr weichen und zerreiblichen, hellfarbigen, gelblichen oder graulichweissen, abfärbenden Polirschiefer oder Tripel und die lockeren als Kieselguhr, Infusorienerde bezeichneten Kieselgesteine zusammenfassen. — Der Polirschiefer besteht zur Hauptmasse aus den Kieselpanzern mehrerer Diatomeenarten, wie *Gaillionella, Bacillaria, Navicula, Synedra* u. s. w. Ihre Kieselsäure gehört zum

Opal, ist daher stark wasserhaltig (Analyse 3—5, S. 411) und hat nur sehr niedriges Volumgewicht, nirgends über zwei, das Gestein klebt an der Zunge und saugt begierig Wasser ein. Der Ursprung erklärt den Gehalt an organischer Substanz. Der Polirschiefer tritt in wenig mächtigen Lagen in der Braunkohlenformation Böhmens bei Bilin, der Lausitz und des Habichtswaldes in Hessen auf. Die unteren Lagen des Biliner Vorkommens nennt man Saugschiefer; sie sind hart infolge einer vollkommenen Durchtränkung mit Opal. — Nahe verwandt mit dem Polirschiefer ist der durch seine Menilitknollen bekannte Klebschiefer, Analyse 6, des Pariser Tertiärbeckens. — Kieselguhr oder Infusorienerde ist eine lockere, mehlartige, seltener leicht zerreibliche kreideähnliche oder thonähnliche Masse von weisser, gelblicher, selten lichtbräunlicher Farbe, welche die gleiche Zusammensetzung hat wie der Polirschiefer (Analyse 7 und 8). Sie tritt namentlich im Gebiet der Torfbildungen auf und ist oft mit pflanzlichen Resten verunreinigt, wie auch im Polirschiefer Blattabdrücke vorkommen. Oberohe bei Ebsdorf in der Lüneburger Heide, Berlin, der Hochsimmer am Laacher See, Altenschlirf im Vogelsberg, Kleinsauternitz in der Lausitz, Franzensbad in Böhmen sind bekannte Fundorte. — Auch der Radiolarienmergel von Barbados in Westindien ist ein biogenes Kieselgestein. — Die Bildung von Kieselguhr vollzieht sich noch fortwährend in Teichen, Seen, Flüssen und an manchen Meeresküsten.

§ 312. Kieselsinter sind weissliche bis blendend weisse, auch wohl durch Metalloxyde sehr lebhaft und buntgefärbte, mehr oder weniger feste, bald poröse und lockere, bald compacte Massen von amorphem Kieselsäurehydrat mit traubiger, nierenförmiger oder stalaktitischer Oberfläche (Analyse 9—11). Kieselsinter setzt sich in der Umgebung heisser Quellen, besonders der Geysire, in vulcanischen Gebieten bei Abkühlung des Lösungsmittels und unter Mitwirkung gewisser Algen (Analyse 12) ab und bildet oft weithin sich erstreckende mächtige Terrassen von malerischen Formen. Die isländischen Geysire, ganz besonders die neuseeländischen heissen Quellen im warmen See Rotomahana, die Geysire des National Park-Gebietes in den Vereinigten Staaten zeigen diese Bildungen. Im kleineren Maasstabe kennt man sie bei Santa Fiora in Toscana, Mont Dore-les-Bains in Centralfrankreich u. a. O.

Süsswasserquarzit oder Limnoquarzit ist ein lichtfarbiges, gewöhnlich gelblichweisses, stark poroses bis cavernoses Kieselgestein, dessen Hohlräume auf ihren Wandungen oft Chalcedonkrusten tragen. Trotz seines lückenhaften Gefüges ist es ziemlich fest. Es besteht vorwiegend aus amorpher und chalcedonartiger Kieselsäure. Durch Aufnahme von Geröllen und Sand geht es in Sandstein und Conglomerate über. Seine Hauptvorkommnisse liegen im Pariser Tertiär-

becken. Es wird, wo es auftritt, gern zu Mühlsteinen benützt, daher der Name Mühlsteinquarzit.

Die Familie der Carbonatgesteine.

§ 313. Die Carbonatgesteine umfassen jene Sedimente, welche vorwiegend bis ausschliesslich aus Calcit, aus Dolomit oder aus mechanischen Gemengen dieser Carbonate bestehen, daneben aber oft beträchtliche Mengen von Thon, Sand, Bitumen u. s. w. enthalten. Sie sind gemeinschaftlich durch die Löslichkeit in Salzsäure, z. Th. erst bei höherer Temperatur, charakterisirt; bei der Auflösung bleiben die mechanischen Verunreinigungen grösstentheils zurück. Ihre Härte bleibt unter 4. Der weitaus verbreitetste Repräsentant der Familie ist der

Kalkstein oder Kalk, ein dichtes bis feinkörniges, weissliches, gelbliches, graublaues oder graues, seltener röthliches, bräunliches bis schwarzes, eben bis flachmuschlig brechendes, leicht mit dem Messer ritzbares, meistens compactes Gestein, das sich unter lebhaftem Brausen schon in kalter Salzsäure, ja schon in Essigsäure löst und aus einem allotriomorphkörnigen Aggregat von Kalkspathindividuen besteht. Das specifische Gewicht des reinen Kalksteins ist 2,72, doch schwankt dasselbe infolge der Verunreinigungen in ziemlich weiten Grenzen. Sehr viele Kalksteine bestehen durch und durch aus authigenem Calcit, in andern zeigt sich zwischen den authigenen Calcittheilen ein äusserst feines, schlammartiges, calcitisches Cäment. In andern Kalksteinen sind Reste der verschiedensten Organismen in kleinerer oder grösserer Menge vorhanden, Schalenfragmente von Mollusken, Brachiopoden, Gastropoden, Fragmente von Korallen, Echinodermen, Encriniten, Foraminiferen, Lithothamnien, Gyroporellen u. s. w., ja viele Kalksteine bestehen ganz vorwiegend aus solchen, mit nur spärlichen Beimengungen von authigenen Calcitindividuen. Man bezeichnet sie dann nach diesen Organismen als Crinoidenkalksteine, Fusulinenkalke, Gyroporellenkalke, Korallenkalke, Nummulitenkalke, Spongienkalke u. s. w. Lumachellen nennt man Kalksteine, die vorwiegend aus Molluskenschalen bestehen. Die Zusammensetzung aus solchen Organismenresten ist oft am frischen Gestein vollkommen unkenntlich, tritt aber bisweilen auf verwitterter Oberfläche deutlich hervor, oder wird von dem Mikroskop enthüllt. Dieses Instrument lässt auch oft die vorschreitende Umwandlung des „organischen Calcits“, d. h. also die Zerstörung der Schalenstructur bezw. des organischen Gefüges in anorganisch-körnige Calcitaggregate erkennen. Auffallend selten lassen sich die eigenthümlichen Wachsthumsformen (Kokkolithe) und Krystallskelette wahrnehmen, in welchen bei langsamer Ausscheidung das Calciumcarbonat aus seinen Lösungen ausfällt. — Gegenüber den allotriomorphen, compacten und allseitig sich berührenden Calcitaggregaten

fallen in vielen Kalksteinen wohlbegrenzte idiomorphe Rhomboëder auf, welche gern gelbliche bis bräunliche Farben zeigen, dagegen der beim Calcit verbreiteten polysynthetischen Zwillingslamellirung nach dem nächst stumpferen Rhomboëder entbehren und bei der Behandlung eines Dünnschliffs mit Essigsäure sich nicht auflösen; das sind authigene Dolomit- und Braunspathrhomboëder. Stellen sich diese reichlicher ein, so nennt man die Kalksteine d o l o m i t i s c h e Kalke. — An accessorischen oder Übergemengtheilen sind die Kalksteine arm, wenn man von den Pigmentstoffen (Eisen- und Manganoxyden, Bitumen, Glaukonit) absieht. Am häufigsten dürfte der Q u a r z in oft sehr zierlichen Kryställchen der Bergkrystallform sein, dann der P y r i t in Würfelchen und Pentagondodekaëdern, der in feinster Vertheilung den Kalkstein bläulich färben soll. — Auf thermale Vorgänge deuten die an manchen Orten zu höchst wichtigen Erzlagerstätten anwachsenden Beimengungen von B l e i g l a n z und Z i n k b l e n d e, deren Anwesenheit vielfach an eine Dolomitisirung der Kalksteine gebunden ist; — lösliche Kieselsäure, z. Th. wohl aus kieseligen Organismenresten stammend, ist mehrfach in den Kalksteinen nachgewiesen; ihre Concentration führt zu der Entwicklung von H o r n s t e i n k n o l l e n und F e u e r s t e i n; — ein reichlicher Gehalt an Phosphorsäue, zweifellos auch organischen Ursprungs, liefert die P h o s p h o r i t k n o l l e n, welche in manchen Kalksteinen auftreten. — Für die Anwesenheit von Ba- und Sr-Verbindungen spricht die nicht gerade spärliche Verbreitung von B a r y t und C ö l e s t i n auf Klüften und im Inneren von Versteinerungen. — Zirkon, Anatas, Rutil, Turmalin in winzigsten Individuen dürften z. Th. eingeschwemmt, z. Th. authigen sein, und sind im Ganzen selten; sie werden mikroskopisch in dem Lösungsrückstand nach Behandlung mit Säuren erkannt.

Über die chemische Zusammensetzung geben die Analysen 1—14 Aufschluss.

Bei der Verwitterung der Kalksteine wird das Ca-Carbonat fortgeführt und die kieselig-thonigen Beimengungen, sowie das Eisen und Mangan bleiben zurück oft in der Form einer rothen thonig-kieseligen Substanz, der terra rossa, oder als ein gelber bis brauner Lehm, in welchem man senfkorn- bis erbsengrosse Kügelchen von Limonit oder Pyrolusit gelegentlich reichlich wahrnimmt.

Die Structur der Kalksteine ist eine deutlich schichtige und giebt sich als solche auch mikroskopisch in Querschnitten zu erkennen. Biegungen und Stauchungen zeigen sich nicht nur im gefalteten Gebirge, wo sie oft von einer krystallinen Entwicklung der sonst in feinsten Flocken beigemengten Thonsubstanz zu Glimmermineralien oder Kaolin begleitet wird, sondern auch bisweilen in einzelnen Lagen zwischen vollständig ungestörten Schichten. Auch die discordante Parallelstructur

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.
$CaCO_3$	89,30	98,23	68,10	87,79	81,32	95,3	86,5	82,26	96,97	95,35	93,40	97,70	94,18	97,94	85,62 }	81,06	81,46	90,15	98,77	90,20
$MgCO_3$	8,93	0,26	0,85	—	5,10	1,2	5,8	1,52	0,50	1,78	—	0,61	1,37	0,82	4,26 }		1,99	Sp.	0,90	9,30
$FeCO_3$	—	0,19	1,80	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,31
SiO_2	Sp.	—	29,10	7,10	—	0,5[1]	2,8[1]	—	—	—	4,59	—	—	0,12	1,52[3]	10,60[3]	9,09[3]	5,05[3]	0,16	—
Al_2O_3	Sp.	—	0,15 }	1,80	1,29	2,6	3,7	2,61	—	— }	1,89	0,40	1,41	0,51	—	2,00	1,80	0,55 }	0,08	—
Fe_2O_3	0,61	—	— }						0,11	— }				0,17	0,31	3,00	3,65	0,70 }		—
Alkali	—	—	—	0,69	—	0,4[2]	1,2[2]	—	—	—	0,25	—	—	—	—	0,50	—	—	—	—
Thon	—	0,15	—	—	—	—	—	12,28	0,86	2,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,13	—	—	—	2,39*	—	—	—	—	—	—	—	0,55	—	8,15[4]	0,83[3]	0,98[4]	2,80*	—	—
Rückstand	0,78	—	—	—	10,42	—	—	—	—	—	—	0,36	3,49	0,28	—	—	—	—	—	0,55
Sa .	99,98	98,83	100,00	99,87	100,52	100,0	100,0	98,67	100,01	100,00	100,17	100,36	101,00	99,84	100,04	100,00	100,21	100,00	99,91	100,52
Sp. G. .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,702	—	—	—	—	—	—

* Glühverlust. [1] incl. Silikate, [2] incl. Verlust, [3] z. Th. Sand, [4] und Organisches.

1. Kalk des Obersilur. Dworec bei Prag. (Mit 0,23 Calciumphosphat.)
2. Stringocephalenkalk des Devon. Lindner Mark bei Giessen. (Mit 0,006 Bitumen, 0,007 P_2O_5.)
3. Plattenkalk des Culm. Oesethal, oberhalb Haus Edelburg. Westfalen. (SiO_2 ist in sehr vertheiltem Zustand vorhanden.)
4. Stinkschiefer, grauschwarz, bituminös. Mittlerer Zechstein. Wüstes Kalkthal bei Frankenhausen bei Kelbra. (Mit 0,70 CaO, 0,80 MgO, 0,59 SO_3, 0,04 Cl, 0,36 Bitumen.)
5. Blauer mergeliger Kalkstein des Wellenkalkes. Alvensleben-Bruch. Rüdersdorf bei Berlin. (Der Rückstand enthält Cölestin, K_2O, Na_2O, Li_2O.)
6. Trochitenkalk des oberen Muschelkalkes. Hünerberg bei Hassmersheim a. Neckar.
7. „ „ „ „ Einöde b. Hassmersheim am Neckar.
8. Thoniger Kalkstein des Amaltheen-Lias. Balingen. Württemberg.
9. Oolithischer Kalkstein des Dogger. Blumenberg bei Colmar. (Mit 0,94 Calciumphosphat, 0,45 K_2CO_3, 0,18 Na_2CO_3.)
10. Lithographischer Schiefer von Solenhofen in Bayern.
11. Obere feuersteinführende Schichten des Krebsscheerenkalkes. Weisser Jura ζ. (Mit 0,04 P_2O_5.)
12. Leithakalk. Mailberg. Niederösterreich. (Mit 1,29 $Ca_3P_2O_8$.)
13. Kreide. White Cliffs. Sevier County. Arkansas. Verein. Staaten.
14. Lithothamnienkalk. Syracus.
15. Globigerinenschlamm. Zwischen Cuba und Florida. (Mit 0,18 P_2O_5.)
16. „ Aus 1485 m Tiefe bei der Insel Neu-Amsterdam. Indischer Ocean. (Mit 0,50 Mn_2O_3, 1,50 CaO, 0,01 MgO.)
17. „ Aus 4618 m Tiefe nördl. von Madeira. Atlantischer Ocean. (Mit Spur Mn_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5, 0,47 K_2O, 0,57 Na_2O, 0,20 TiO_2.)
18. „ Aus 2789 m Tiefe zwischen Neu-Seeland und Neu-Süd-Wales. Australischer Ocean. (Mit Spur Mn_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5, 0,32 K_2O, 0,43 Na_2O.)
19. Körniger Kalk. Carrara.
20. „ „ sehr grobkörnig, mit Fuchsit. Leifsaet. Salten, nördl. Norwegen, altpalaeozoisch. (Mit 0,16 $MnCO_3$.)

kennt man am Kalkstein. — Manche Kalksteine, in Deutschland besonders des Wellenkalkes, haben eine fein poröse Structur (Schaumkalk), welche von der Auswitterung oolithischer Körnchen oder auch von Kalkalgen herrührt. — Eine durchflochtene Structur zeigt sich, wenn flache Linsen von Kalkstein von thonigen Lagen netzförmig umwoben werden; derartige Gesteine heissen Knoten- oder Nierenkalksteine, im westfälischen Devon mit einem dem Volksmunde entnommenen Namen Kramenzelkalk. — Durch Auswitterung werden die Kalksteine drusig; in den Drusen bilden sich dann aufgewachsene Kalkspathkrystalle, die oft in verschiedenen Formationsgliedern und Formationen mit grosser Regelmässigkeit wiederkehrende verschiedene Formen zeigen; besonders verbreitet sind das Skalenoëder R^3 (Sauzähne des Volksmundes), —2R und —3R.



Fig. 66. Oolith. Brauner Jura. Schönberg bei Freiburg i. B. Vergr. 30 : 1.

Nach den verunreinigenden Beimengungen unterscheidet man thonige Kalke (mit bis zu 10 % Thon), die durch die Kalkmergel (mit etwa 10—20 % Thon) in die Mergel (mit 20—50 % Thon) und von diesen durch die Thonmergel (mit 50—80 %) in die kalkigen Thone mit über 80 % Thon verlaufen; doch werden diese Grenzen nicht scharf innegehalten in der Nomenclatur. — Kieselkalke enthalten fein vertheilte, z. gr. Th. lösliche Kieselsäure (bis zu 50 %) und liefern bei der Verwitterung eine poröse schwammartige Masse. — Sandkalke enthalten die Kieselsäure als Quarzsand und gehen durch Abnahme des Kalkgehalts in Kalksandstein über. — Bituminöse Kalke oder Stinkkalke[1] geben beim Zerschlagen oder Reiben einen bituminösen Geruch; sie sind dunkel gefärbt und führen gern Krystalle von Stinkquarz (Gegend von Pforzheim). — Glaukonitische Kalke, auch Grünkalke genannt, enthalten zahlreiche Körnchen von Glaukonit und haben infolge davon oft eine

[1] Anthrakonit (v. MOLL) ist ein durch Bitumen (bis 1,5 %) schwarz gefärbter, bald stengliger, bald körniger, auch dichter Kalkstein, welcher im skandinavischen Alaunschiefer Linsen und Knollen bildet. Der Name wurde auch wohl auf andere bituminöse Kalksteine übertragen.

grünliche Farbe. — Kalkschiefer sind sehr dünnschichtige Kalksteine, wie der Solenhofer lithographische Schiefer u. a.

§ 314. Oolithischer Kalkstein oder Oolith (Fig. 66) besteht bald aus dichtgedrängten, mohnkorn- bis erbsengrossen Kalkspathkügelchen, die nur durch spärliche normale Kalksteinmasse verkittet werden, oder die Kügelchen liegen mehr vereinzelt in der normalen Gesteinsmasse. Abweichungen von der Kugelform sind nicht selten; dann entstehen ovoide, walzenförmige, ja oft sehr verzerrte schlauchförmige Körperchen. Die Structur dieser Oolithe ist eine sehr verschiedene: bald sind sie zugleich concentrisch-schalig und radialstrahlig und haben dann im Centrum öfter einen Fremdkörper, wie ein Schalentheilchen einer Versteinerung oder das Centrum besteht aus einem einzelnen grösseren Calcitkorn, bezw. einem Aggregat solcher; anscheinend weit häufiger ist nur der concentrisch-schalige Bau entwickelt und die Radialstructur fehlt. Vielfach kann man ein Verschwinden des Schalenbaus und den Ersatz der concentrischen Lagen durch regellose, aber fast immer feinerkörnige Calcitaggregate im Centrum beobachten (Pseudooolithe[1]). Auch die Ersetzung eines ganzen Oolithkorns durch ein einziges Calcitindividuum kommt vor. — In den Oolithkörnern ist ein organisches (?) Pigment oft in regelmässiger Vertheilung vorhanden, z. Th. nur peripherisch, z. Th. central gehäuft, wohl auch einen dunklen Rand und eine Axe bildend. Man erklärt die Oolithe, welche in allen Formationen als typische Schichtgesteine auftreten, besonders aber im Mittleren Jura (Oolithformation) ihre Hauptverbreitung haben, theils nach Analogie der Karlsbader Sprudelsteine durch chemischen Kalkabsatz um ein rollendes Fremdkörperchen, theils durch Absatz um ein Gasbläschen, gegen dessen Inhalt die Kohlen-

---

[1] Eine stoffliche Veränderung ist mit diesem Vorgange nicht verbunden, wie der Vergleich von Analyse 1 eines normalen Ooliths mit concentrischem Schalenbau vom Iowa River, U. S. A., mit einem granosphäritischen Oolith (Analyse 2) ebendaher beweist. Oolithe verkieseln ebenso, wie andere Kalksteine; Analyse 3 giebt die Zusammensetzung eines normalen Oolith aus dem östlichen Pennsylvanien; Analyse 4 die desselben Gesteins im verkieselten Zustande (Amer. Journ. 1890. XL. 246). Die spec. Gew. können kaum richtig sein.

	1.	2.	3.	4.
$CaCO_3$	85,99	84,33	88,71	16,84
$MgCO_3$	8,52	7,50	8,09	2,60
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$.	3,20	3,40	1,42	1,50
SiO_2	2,10	4,56	3,70	56,50
H_2O	—	—	—	12,54
Sa.	99,81	99,79	101,92	89,98
Sp. G.	2,619	2,632	2,654	2,688

säure des gelösten Calciumbicarbonats z. Th. diffundirte, so dass sich das schwer lösliche Calciummonocarbonat niederschlug und so eine Schale bildete, deren Inneres sich nach und nach mit Calcit füllte. Einen solchen Vorgang beobachtete KNOP in der Nauheimer Wasserleitung. v. GÜMBEL unterscheidet danach Extooolithe und Entooolithe. Andere Autoren leiten die Oolithe von Kalkpflanzen ab; dass in manchen Oolithkörnern ein Foraminifere den Kern bildet, wurde mehrfach beobachtet. — Rogensteine nennt man Oolithe mit reichlichem thonigem oder mergeligem Cäment, wie sie im Buntsandstein des mittleren Deutschlands verbreitet sind; hier sind die Oolithkörner öfters dolomitisch und bestehen aus abwechselnden Schalen von Thon und Carbonat, was auf einen concretionären Ursprung deuten würde. — Im alpinen Wettersteinkalk werden die Oolithe faustgross (Riesenoolith), sind aber dann gewöhnlich wenig regelmässig gebaut. — Cambrische oolithische mergelige Kalke mit sehr regelmässig gebauten Oolithen von Erbsengrösse aus China nennt v. RICHTHOFEN globulitische Kalke.

§ 315. Kreide (Analyse 13, S. 416) nennt man die weichen, zerreiblichen und abfärbenden Kalkgesteine, welche vorwiegend aus Foraminiferen-Gehäusen mit Bruchstückchen und zerriebenen Theilchen von Muschelschalen, Echinodermen, Bryozoen, Korallen u. s. w. nebst äusserst winzigen Scheibchen, Stäbchen und andern Wachsthumsformen chemisch aus Lösung niedergeschlagenen Calciumcarbonats (sogen. Kokkolithe), sowie feinsten Flocken und Staubmassen anscheinend amorphen Kalkschlamms bestehen. Kieselige Diatomeen-, Radiolarien- und Spongienreste sind mehr oder weniger reichlich beigemengt und liefern das Material für die mikro- und makroskopischen Feuersteinconcretionen. — Reichlichere Beimengung von thonigen Theilen liefert die mergelige Kreide oder Kreidemergel, solche von Glaukonitkörnchen die grünliche glaukonitische Kreide, solche von grösseren Fragmenten von Korallen, Bryozoen und Kalkalgen den lockeren Kreidetuff.

Wie die Kreide besteht auch der recente kalkige Tiefseeschlamm, den man wegen der darin allverbreiteten *Globigerina bulloides* Globigerinenschlamm nennt, vorwiegend aus Schalen abgestorbener Foraminiferen, aus Kokkolithen mit ihren verschiedenen Unterarten, aus feinstem, anscheinend amorphem Kalkschlamm mit etwas Thon in feinen Flocken und staubartigen Theilen nebst kieseligen Radiolarien, Diatomeen und Spongiennadeln, Bimssteinstückchen und winzigen Fragmenten von Quarz und andern Mineralien. Durch Zunahme der nicht kalkigen Bestandtheile entstehen mergelig-kieselige Schlammarten und endlich thoniger Schlamm. Die chemische Zu-

sammensetzung solchen Globigerinenschlamms geben die Analyse 15—18, S. 416 für das bei 100° getrocknete Material.

§ 316. Unter Seekreide, Alm und Wiesenmergel versteht man schlammiges, an der Luft zu einer lockern und zerreiblichen, auch bröckeligen Gesteinsmasse eintrocknendes, sehr versteckt krystallines Kalkcarbonat von kreideähnlichem Aussehen, welches sich auf dem Boden flacher Seebecken, in alten Flussläufen, in Torfmooren und feuchten Wiesen unter Einwirkung der Vegetation absetzt, die dem in Lösung befindlichen Calciumbicarbonat ein Molekül Kohlensäure entzieht und es dadurch ausfällt.

Kalktuff, Duckstein, Travertin sind lückenhafte, porose und cavernose Kalkcarbonatmassen in schaligen und wulstförmigen Lagen ohne eigentliche deutliche Schichtung, welche sich aus kalkreichem Fluss- und Quellwasser, z. gr. Th. unter Mitwirkung von Moosen und Algen absetzen. Schneckenschalen und Blattabdrücke sind sehr häufig darin eingeschlossen. Der Kalktuff bildet schutthügelartige Massen und Terrassen in allen Kalkgebirgen; berühmt ist der Travertin von Tivoli bei Rom.

So durchsichtig und leicht verständlich die Kalkabsätze aus Süsswasser sind, so schwierig ist die Erklärung der marinen Kalke, die doch die ungeheure Mehrheit bilden. Der Gehalt des Meerwassers an Calciumcarbonat (cf. S. 399) ist bei weitem nicht gross genug, damit infolge von Übersättigung ein Präcipitat entstehen könne. Es wird eben der von den Flüssen in ungeheurer Menge dem Meere zugeführte kohlensaure Kalk von den meerbewohnenden Organismen zum Aufbau ihrer Schalen u. s. w. verbraucht; infolge davon häuft sich das Calciumsulfat und Calciumchlorid, von den Organismen nicht verbraucht, an und aus diesem kann nach Beobachtungen von STEINMANN und gleichzeitig von MURRAY und IRVINE, das bei der Verwesung der organischen Eiweisssubstanz sich bildende Ammoniumcarbonat den Kalkgehalt als Carbonat fällen. Die Formen, in denen das letztere dabei auftritt, sind diejenigen der Kokkolithe, Diskolithe und mannichfacher anderer Wachsthumsformen. Gegen den Angriff der Kohlensäure am Meeresgrunde werden diese Niederschläge durch feine Überzüge chitinartiger organischer Substanz, welche bei der Verwesung als Restproduct entsteht, zunächst geschützt. — Es müssen ferner die Schalen der abgestorbenen Organismen in ungeheurer Menge zu Boden sinken und hier bei allmähliger Verwesung ihrer organischen Substanz in gröbere und feinere Kalktheilchen zerfallen. Endlich wird mit anderem Detritus auch solcher von Kalksteinen mechanisch dem Meere zugeführt und sinkt als Kalkstaub nieder. Durch einen Vorgang der Umkrystallisation wohl unter Einwirkung des Kohlensäuregehalts der Meerestiefen, der die fortschreitende Verfestigung des Gesteins aus einem Schlamm zu fester Schichtmasse begleitet und seinen Abschluss erst erreicht, wenn die Gesammtgesteinsmasse zu einem krystallinen Aggregat von feinerem oder gröberem Korn geworden ist, scheinen die Kalksteine der Erdoberfläche ihre heutige Gestalt erhalten zu haben. Dass in denselben Reste des früheren Zustandes gelegentlich erhalten blieben,

geht aus den Beschreibungen hervor. — Wo sich dieser Vorgang nicht schon unter der Wasserbedeckung vollzog, würde nach Versuchen von STEINMANN auch an der Erdoberfläche die Einwirkung kohlensäurehaltigen Wassers das Calciumcarbonat aus dem fibrokrystallinen Zustand in den normalkörnigen überführen.

§ 317. Körniger Kalk oder Marmor (Statuenmarmor) ist ein grobkörniger bis feinkörniger, theils deutlich geschichteter, theils richtungslos struirter Kalkstein von mehr oder weniger rein weisser, auch grauer, blaugrauer oder schwärzlichgrauer, seltener von röthlicher Farbe. Der Bruch ist hochkrystallin und zeigt die spiegelnden Spaltflächen des Calcits; bei feinem Korn hat die Bruchfläche einen weichen Schimmer. Härte 3. Löslichkeit in schwachen Säuren und Eigengewicht sind die des gemeinen Kalksteins, von dem sich der körnige Kalk nur durch das gröbere Korn und die reineren Farben unterscheidet. Das Gestein baut sich aus einem compacten Gewebe ziemlich gleichgrosser allotriomorpher Calcitindividuen auf, welche in sehr weiter Verbreitung die polysynthetische Zwillingsstreifung nach — $\frac{1}{2}R\varkappa(01\bar{1}2)$ zeigen; seltener findet sich zwischen grösseren Körnern eine feinerkörnige, dann auch wohl weniger durchsichtige, auch wohl dilut pigmentirte Calcitgrundmasse. Unter den pigmentirenden Substanzen haben Graphitoid, Graphit und Eisenglanz die weiteste Verbreitung. Neben sehr reinen Gesteinen (Analyse 19 und 20, S. 416) kommen mehr oder weniger dolomitische vor; die thonigen Beimengungen der gemeinen Kalksteine fehlen; an ihre Stelle tritt eine grosse Mannichfaltigkeit von Übergemengtheilen, in welchen die Verunreinigungen der gemeinen Kalke zu krystalliner Ausbildung gelangten, ebenso wie deren kohlige Verunreinigungen hier als Graphitoid und Graphit erscheinen. Der körnige Kalk ist dasjenige Glied der Reihe der schichtigen Kalkcarbonatgesteine, mit welchem sie in die krystallinen Schiefer hineinragen, analog den Quarziten in der Sandsteinreihe.

Die Übergemengtheile der körnigen Kalke lassen sich in gewisse Gruppen bringen; allgemein verbreitet und offenbar aus dem ursprünglichen Bestande des Gesteins durch Metamorphose hervorgegangen sind Graphit (in oft sehr zierlichen hexagonalen Täfelchen oder in scheibenförmigen Körperchen), Graphitoid (in amorphen Klümpchen und Schüppchen), Quarz (in wasserhellen Krystallen und Körnern), Feldspäthe (Albit, Plagioklase, Anorthit, auch Kalifeldspath), Granat (vorwiegend Grossular), Vesuvian, Epidot und Zoisit, Wollastonit, Skapolith, Diopsid und Augit, Tremolit, Strahlstein, Hornblende und Pargasit, in dolomitischen Kalksteinen Olivin, Monticellit, Forsterit und Chondrodit und ihre Umwandlungsproducte, sowie Brucit, Bronzit u. s. w., ferner Phlogopit, Muscovit, auch Fuchsit und Titanit, endlich Korund, Diaspor und Spinelle. Das sind also dieselben Mineralien, welche sich in den Contactzonen der Kalksteine an Tiefengesteinen entwickeln. Localen Ursachen verdanken wohl die Sulfide (Pyrit, Markasit, Arsenkies, Magnetkies, Zinkblende,

Molybdänglanz) und Rothzinkerz (Franklin, N. J.) ihre Entstehung, ebenso wie gelegentlich auftretende Borate (Sussexit). — Pyrochlor, Koppit, Knopit und verwandte Träger seltener Erden finden sich nur in körnigen Kalken, die im Contact mit foyaitischen Gesteinen auftreten (Alnö, Kaiserstuhl). — Ein Contactmineral ist wohl auch der Lazurstein (Baikalsee).

Die Übergemengtheile der ersten Gruppe zeigen gern eigenthümliche, wie angeschmolzen aussehende Kanten und Ecken. Sie häufen sich oft ebenso wie in den Kalksteinen im Tiefengesteinscontact und beweisen, dass viele körnige Kalke ursprünglich Mergel waren. So entstehen Gesteine, die man Kalkdiopsidschiefer, Kalkpistazitschiefer u. s. w. genannt hat und gehen endlich in reine Silikatgesteine über, wie die mormorisirten Kalksteine der Contactzonen in Kalksilikathornfels. — Cipolline sind glimmerreiche körnige Kalke, Ophicalcite (Brongniart) sind körnige Kalke mit reichlicherem Serpentin in Körnern, der aus ursprünglichem Olivin oder Chondrodit entstanden ist. — Calciphyr (Brongniart) ist ein durch Silikateinsprenglinge porphyrartig aussehender körniger Kalk. — Hislopit (Haughton) ist ein durch Glaukonit grün gefärbter körniger Kalk von Takli in Ostindien.



Fig. 67. Körniger Kalk. Wunsiedel, Fichtelgebirge. Vergr. 30 : 1. Nic. +.

Dass die körnigen Kalke aus gemeinen Kalksteinen hervorgegangen sind, beweisen 1) die Erscheinungen in den Eruptivcontactzonen, 2) der allmählige Übergang, der sich in dem Gebirge mehrfach aus petrefactenführenden Kalksteinen in körnige Kalke hat nachweisen lassen, 3) die Auffindung von fossilen Resten in körnigen Kalken (so im triadischen körnigen Kalk der Apuanischen Alpen bei Carrara Gyroporellen und *Nodosinella* nach Pantanelli, *Psiloceras* nach v. Mojsisovics, in silurischen körnigen Kalken von Osören bei Bergen Kettenkorallen und Gastropoden nach H. Reusch), 4) die Thatsache, dass gemeiner dichter Kalkstein im gefalteten Gebirge oft Albit in durch Kohle gefärbten Krystallen enthält (Col de Bonhomme, kleiner St. Bernard); ja in den Albiten eines kieselig-thonigen Kalkschiefers (mit 84,49 $CaCO_3$, 0,97 $MgCO_3$, 10,21 SiO_2, 4,22 $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, Spuren von Na_2O und K_2O, Sa. 99,89) des Untereocän bei Rovegno im oberen Trebbiathale fand Issel verkieste Radiolarien eingeschlossen.

Der körnige Kalk hat meistens seine Schichtstructur verloren (Fig. 67); diese tritt indessen gelegentlich sehr scharf hervor durch die lagenweise Vertheilung des graphitischen oder graphitoidischen Pigmentes oder durch reichliche Beimengung von Glimmerblättchen, durch deren Zunahme der körnige Kalk in Kalkglimmerschiefer über-

geht. — Die Streckung durch Gebirgsdruck ist oft ausgezeichnet (jurassischer Marmor von Andermatt) (Fig. 68). Auch eine Art Mörtelstructur findet sich gelegentlich (Carrara). — Eine eigenthümlich kuglige Structurform kommt dadurch zu Stande, dass ganz pigmentreiche Schlieren flasrig sich um sphärische, eiförmige oder flachlinsenförmige, pigmentarme bis pigmentfreie Gesteinstheile schlingen (silurischer körniger Kalk von Trengereid bei Bergen in Norwegen, körniger Kalk im Gneiss von Wattholma nördlich Upsala in Schweden). — Eigenthümliche Vertheilung von Pigmenten deutet hie und da auf verschwundene Fossilrechte.

Der körnige Kalk erscheint, von den Contactzonen abgesehen, im gefalteten Sedimentgebirge, so der Marmor von Athen und seiner Umgebung (Pentelikon, Hymettos und Lykabettos) in der Kreide, der körnige Kalk der Berner Alpen im oberen Jura, der von St. Béat in den Pyrenäen im Lias, der von Carrara in der Trias, der von der Halbinsel Bergen und Umgebung im Silur. Sein Hauptverbreitungs-Gebiet hat der körnige Kalk im Gneiss und Glimmerschiefer, so bei St. Philippe unfern Markirch u. a. O. in den Vogesen, Auerbach an der Bergstrasse im Odenwald, Wunsiedel im Fichtelgebirge, im Erzgebirge, bayrischen und Böhmerwald, in Skandinavien und Finland und ganz besonders in Canada. Während im Allgemeinen der körnige Kalk der krystallinen Schiefer mehr linsenförmige Massen von verhältnissmässig geringer Ausdehnung im Streichen bildet, erscheint der laurentische körnige Kalk Canadas in weithin verfolgbaren Schichtkörpern.



Fig. 68. Gestreckter körniger Kalk, senkrecht zur Schieferung. Andermatt, St. Gotthard. Vergr. 30:1. Nic. +.

§ 318. D o l o m i t als Gesteinsbegriff deckt sich nicht immer mit dem mineralogischen Begriff des Dolomits als des Doppelsalzes $CaMgC_2O_6$ mit 54,2 $CaCO_3$ und 45,8 $MgCO_3$, in der Geologie heissen auch magnesiareiche Kalksteine Dolomite, ja man braucht den Namen Dolomit vielfach für einen bestimmten geologischen Horizont (z. B. Grenzdolomit), obschon an bestimmten Orten das Gestein ein kaum

dolomitischer Kalkstein ist. — Die Dolomite sind weisse, oft gelbliche bis bräunliche, auch schwarze, dichte bis feinkörnige, selten mittelkörnige, meistens zuckerkörnige Schichtgesteine, welche in reinem Zustande mit Essigsäure nicht, mit kalter Salzsäure nur träge brausen. Lebhafteres Brausen deutet auf höheren Gehalt an $CaCO_3$. Das specifische Gewicht ist höher als bei Kalkstein und erreicht in reinem Dolomit den Werth 2,87; die Härte ist höher als 3 und erreicht 4. Verunreinigungen und Beimengungen sind die gleichen wie in den Kalksteinen und bedingen dieselben Unterabtheilungen bituminöser, thoniger, mergeliger und sandiger Dolomite und dieselben Übergänge in dolomitische Mergel u. s. w. — Gelegentliche Übergemengtheile sind dieselben, wie im Kalkstein.

Die Vergleichung der Analysen 1—11 mit der Normalzusammensetzung, wie oben angegeben, zeigt, dass nur die triadischen Dolomite der Alpen und der altpalaeozoische Dolomitmarmor des nördlichen Norwegens eigentliche Dolomite im engeren Sinne des Wortes sein können; alle anderen sind theils sehr dolomitreiche Kalksteine, theils calcithaltige Dolomite. Kleine Mengen von $FeCO_3$ und $MnCO_3$ sind wohl allenhalben vorhanden, erscheinen aber in der Analyse wegen der

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
$CaCO_3$.	61,84	63,27	57,50	59,10	54,75	53,86	54,48	36,38	44,39	58,33	54,16
$MgCO_3$.	36,60	35,97	35,33	19,05	44,81	46,14	31,16	25,57	37,10	24,10	45,09
$FeCO_3$.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,32
SiO_2 . .	0,42	} 0,41	5,00	13,35	—	—	—	—	—	} 13,17	—
Al_2O_3 .	} 1,24		1,00	3,60	—	—	6,71 }	} 2,61	2,20		—
Fe_2O_3 .			0,50	0,70	0,33	Sp.	2,17 }			—	—
Alkali .	—	—	—	—	—	—	2,09	—	—	—	—
Unlöslich	—	—	—	—	0,11	Sp.	2,85	35,41	16,46	—	0,46
H_2O . .	—	—	—	2,00	—	—	—	—	—	4,37 [1]	—
Bitumen .	—	—	—	2,00	—	—	—	—	—	—	—
Sa. . .	100,10	99,65	99,33	99,80	100,00	100,00	99,46	99,97	100,15	99,97	100,08

[1] + Verlust.

1. Dolomit, dicht, weiss, silurisch. Kuchelbad bei Prag.
2. „ devonisch. Gerolstein. Eifel. Ein anderer Theil desselben Handstücks gab 57,75 $CaCO_3$ und 41,32 $MgCO_3$.
3. „ (Magnesian limestone). New Castle. England.
4. „ schwarz. Aus dem Muschelkalk von Reutte im Lechthal.
5. „ (Schlerndolomit). Wengener Schichten. Schloss Wolkenstein bei Gröden.
6. Oberer Triasdolomit. Gairachthal bei Römerbad. Kärnten.
7. Dolomit, Wellendolomit, blaugrünlich. Ittersbach in Baden.
8. Stark sandiger Dolomit aus der unteren Trochitenbank. Grosse Klamm nördlich von den „Äbtissin-Büschen“ bei Wolmünster. Lothringen. Spur Mn.
9. Thoniger Dolomit. Untere Abtheilung der Orbicularis-Schichten. Rohrbach. Lothringen.
10. Dolomit des weissen Jura. Staffelberg. Franken.
11. Körniger Dolomit oder Dolomitmarmor. Elvsfjord, südl. Fuglevikstrand. Ranen. Nördliches Norwegen.

leichten Oxydation dieser Verbindungen als Fe_2O_3, bezw. MnO_2. Spuren von Zn und andern Metallen sind vielfach nachgewiesen, ebenso wie in den Kalksteinen. — Über den ungefähren MgO-Gehalt eines Dolomits giebt die Auflösung in H_2SO_4 Aufschluss; der schwer lösliche $CaSO_4 + 2H_2O$ setzt sich nieder, zumal nach Zusatz von Alkohol; im Filtrat befindet sich $MgSO_4 . 7H_2O$, welches sich beim Verdampfen in glänzenden Nadeln abscheidet.

Die Structur der Dolomite ist nicht wie diejenige der Kalksteine eine allotriomorph-körnige, sondern eine mehr oder weniger panidiomorph-körnige (Fig. 69), indem jedes Dolomitindividuum deutlich die Rhomboëdergestalt anstrebt und in grösserer oder geringerer Vollkommenheit erreicht. Daher berühren sich die Individuen nicht allseitig, wie in Kalkstein, sondern nur an einzelnen Punkten, wie die Zuckerkörner in einem Zuckerhut, und das Gefüge ist mehr porös. Dadurch, dass die eckigen Zwischenräume mit Calcit gefüllt sind, nehmen die Dolomite auch ein compactes Gefüge an. Die polysynthetische Zwillingsbildung nach $-\frac{1}{2}R$ $\varkappa(01\bar{1}2)$ fehlt den Dolomitkörnern im Unterschied gegen Calcit. — Auch oolithische Structur findet sich gelegentlich.



Fig. 69. Körniger Dolomit. Rothenzechau, Schlesien. Vergr. 30 : 1.

Man unterscheidet dichten Dolomit, welcher dem gemeinen Kalkstein entspricht, zelligen Dolomit oder Rauchwacke, welche durch zahlreiche, meistens eckige, seltener rundliche Zellen ausgezeichnet ist, deren Wandungen mit kleinen Krystallen von Dolomit überzogen sind und Dolomitasche von lockererdigem bis staubförmigem Gefüge. Die Dolomitasche ist ein Dolomit in Desaggregation.

Der Dolomit tritt in allen Formationen als normales Schichtenglied auf; in Deutschland hat er seine Hauptverbreitung im Zechstein Thüringens und der angrenzenden Gebiete, im Wellendolomit, im Grenzdolomit an der Scheide zwischen Muschelkalk und Keuper; in der oberen alpinen Trias liegt der Mendoladolomit und der Schlerndolomit; dolomitreich ist auch der Frankenjura.

Die Entstehung der dichten Dolomite ist controvers. Dass Dolomit sich aus süsswässeriger Lösung absetze, beweisen die Dolomitkrystalle jeder Mineraliensammlung, besonders die Pseudomorphosen von Dolomit nach Calcit, die Hohlgeschiebe und das Vorkommen des Dolomits als Cäment von Flussgeschieben bei Cannstatt, obschon die künstliche Darstellung bei normalem Druck und gewöhnlicher Temperatur nicht gelingt. Beobachtungen über den directen Absatz von Dolomit im Meere liegen nur spärlich vor. Dass aus Kalkstein Dolomit durch Einwirkung gewöhnlicher wässeriger Lösungen, die mit Mg-Salzen beladen sind, werden könne, beweisen die angeführten Pseudomorphosen, dass Thermalwasser das wirkende Agens sein könne, macht die Dolomitisirung der Kalksteine, wo sie Zn- und Pb-Erze führen, sehr wahrscheinlich. Eine jede Erklärung der Dolomit g e s t e i n e in der Natur wird berücksichtigen müssen, dass diese mit Vorliebe in gyps- und anhydritreichen Schichtsystemen und in Gesellschaft von Korallenbildungen auftreten. Das thun Erklärungsversuche von FR. W. PFAFF (Neues Jahrb. f. Min. 1894. Beil.-Bd. IX. 485 und von KLEMENT, T. M. P. M. 1895. XIV. 526). — Da das Calciumcarbonat weit leichter löslich ist, als das Magnesiumcarbonat, so wird ein dolomitischer Kalkstein durch Auslaugung der erstgenannten Substanz immer mehr dolomitisch und endlich reiner Dolomit werden, ein Vorgang, der mehrfach im Gebiet des rheinischen Stringocephalenkalkes, des Thüringischen Zechsteins, der triadischen und Weissjurakalksteine und letzthin von E. PHILIPPI (Neues Jahrb. f. Min. u. s. w. 1899. I. 32) im südalpinen Conchodondolomit nachgewiesen wurde.

§ 319. K ö r n i g e r D o l o m i t oder D o l o m i t m a r m o r ist mit dichtem Dolomit durch alle Übergänge verbunden und verhält sich zu diesem, wie körniger Kalk zu dichtem Kalkstein. Die Übergangsglieder enthalten ebenso Albite, Quarze und andere krystalline Neubildungen und wie dort sind es die Dolomite des gefalteten Gebirges, welche diese Erscheinung zeigen; das früher S. 422 erwähnte Gestein vom Col de Bonhomme steht den Dolomiten näher, als den Kalksteinen. Solche körnige Dolomite im gefalteten Sedimentgebirge und im krystallinen Schiefergebirge sind die durch ihren Mineralreichthum bekannten Vorkommnisse vom Campo lungo bei Faido und vom Binnenthal in der Schweiz, von Wunsiedel im Fichtelgebirge, Schmiedeberg in Schlesien, Stotzenhann in Böhmen, die mit körnigem Kalk und Itabirit vergesellschafteten Dolomitmarmore von Salten und Ranen im nördlichen Norwegen u. a. Die silikatischen Übergemengtheile sind die gleichen, wie beim körnigen Kalk, besonders herrschen die Mg-reichen Verbindungen.

§ 320. M e r g e l und d o l o m i t i s c h e M e r g e l sind innige

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
$CaCO_3$	71,44	46,35	29,34	45,90	3,68	36,91	20,50	8,60	64,77	6,30	21,59	22,69	63,86	12,11	24,47
$MgCO_3$	1,51	28,35	24,49	34,26	0,84	28,40	15,62	7,22	0,86	4,43	1,68	7,13	0,40	1,31	0,88
$FeCO_3$	—	—	2,69	0,88	—	—	—	—	1,55	—	—	8,24	—	—	—
SiO_2	—	—	—	13,31	47,93	19,37	43,46	46,72	23,62	63,88	45,89	44,65	20,30	57,94	—
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,47	0,52	—	—	—	—
Al_2O_3	— }	1,70	—	4,86	17,39	5,66	8,73	15,56	4,45	9,77	13,24	3,12	6,64	10,04	6,34
Fe_2O_3	0,80 }		1,82	1,71	7,08	2,11	1,35	5,00	3,54	3,86	3,88	1,27	3,84	5,16	3,00
FeO	—	—	—	—	1,45	0,66	0,66	1,30	—	1,44	—	—	—	—	0,82
MnO	—	—	—	—	Sp.	0,06	0,06	—	—	0,21	—	—	—	0,16[2]	—
MgO	—	—	—	—	6,54	1,88	2,71	3,51	0,18	3,25	1,32	—	Sp.	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,50	—	—	—	Sp.	—	—
Na_2O	—	—	—	—	0,68	0,40	0,62	0,58	—	0,90	0,47	3,09	0,54	2,39	—
K_2O	—	—	—	—	4,58	1,27	1,87	4,49	—	3,45	2,31	0,88	0,81	1,22	—
H_2O	—	2,45	3,34	0,41	5,42	2,47	2,40	4,10	1,18	2,48	4,16	6,24	2,22[1]	5,61[1]	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,18	0,07	0,09	0,06	—	0,08	0,17	0,16	—	Sp.	—
Thon	26,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18,22
Sand	—	19,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	CO_2 0,80	—	Cl 4,34	—
Unlöslich	—	—	37,56	—	—	—	—	—	—	BaO 0,05	—	—	—	—	—
Hygroskop. Wasser	—	—	—	—	4,28	1,22	1,33	3,56	—	0,27	1,38	1,41	—	—	—
Organ. Substanz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,47	—	—	—	36,27[3]
Sa.	100,00	98,45	99,24	100,63	100,05	100,48	99,40	100,70	100,65	100,14	100,08	99,68	98,61	100,28	100,00
Sp. G.	—	—	—	—	2,556	2,753	2,686	—	—	—	—	—	—	—	—

[1] und Organisches. [2] Mn_2O_3. [3] nebst Wasser und Verlust.

1. Kalkmergel, blaugrau, sog. Cämentmergel. Öfele bei Gerhausen. S. Blaubeuren. Jura.
2. Dolomitischer Mergel des Muschelkalk. Hüfingen bei Donaueschingen.
3. „ „ „ mittleren Keuper (Anatinen-Bank). Charfreitag-Mühle bei Tiefenbach.
4. „ „ Neidenstein in Baden.
5. Dunkelbraunrother Mergelschiefer. Bunter Keuper. Schloss Roseck. Unter-Jessingen. Württemberg.
6. Dunkelbraunrother, härterer Mergel, ebendaher, wechsellagernd mit 5.
7. Grüner Mergel, ziemlich fest, ebendaher.
8. Rother Mergel mit wenig grünen Lagen, ebendaher. 5—8 stammen aus demselben Profil und enthalten sehr geringe Mengen von SO_3, HCl und organische Substanz, auch TiO_2, nach mikroskopischem Nachweis von Rutil, in nicht bestimmbaren Mengen. Ba, Sr, Li und Fl konnten nicht nachgewiesen werden.
9. Sandmergel des Turon, grünlichgrau. Hörde. Westfalen.
10. „ Raceville. New-York. Vereinigte Staaten.
11. Mergelschiefer. Rush Creck. Colorado. Vereinigte Staaten.
12. Mergel. Arroio del Cerro. Californien. Vereinigte Staaten.
13. Schlamm aus 5207 m Tiefe des Atlantischen Oceans. SO. der Canarischen Inseln.
14. Schlamm aus der Nordsee an der norwegischen Küste aus 300 m Tiefe.
15. Brandschiefer. Lias. Boll. Württemberg.

mechanische Gemenge von krystallinem Calcit, bezw. von Dolomit mit thonigen Substanzen von wenig bekannter Natur. Darunter sind solche, die in verdünnter Salzsäure löslich sind. Auch Kaolin, chloritische Mineralien, Muscovit, Feldspathpartikel. Quarzkörnchen sind meistens erkennbar. Die Magnesia und ein beträchtlicher Theil der Alkalien, zumal des K_2O befinden sich in dem durch heissen HCl löslichen Silikatantheil des Gesteins. — Sandmergel enthalten reichlich Sandkörner, bisweilen bis zur Verdrängung des Thons. Die Farbe ist meistens grau, aber auch gelblich-röthlich, grünlich, bläulich oder schwarz, in oft grellen und bunten Tönen. Alle Mergel zerfallen bei der Berührung mit Wasser bald zu einer erdigen krümligen Masse oder zu Brocken und Schülpchen. Letzteres thun besonders die wegen ihrer höheren Festigkeit als Steinmergel bezeichneten Arten. — Bezeichnungen wie Gypsmergel, Salzmergel, Glimmermergel, glaukonitische Mergel deuten auf reichlichere Beimengung der im Namen genannten Substanz. Sehr dünnschichtige Mergel heissen Mergelschiefer. — Sehr bitumenreiche Mergel heissen Brandschiefer (Analyse 15), wie solche im schwäbischen Lias auftreten.

Die chemische Zusammensetzung geben die Analysen 1—9; bei derartigen mechanischen Gemengen schwanken die einzelnen Bestandtheile in weitesten Grenzen, wie sie ja Übergangsformen zwischen Kalksteinen und Dolomiten einerseits, Thonen und Sandsteinen andererseits darstellen. Dass auch auf dem Boden der heutigen Meere sich mergelige Niederschläge absetzen, zeigen die Analysen 13 und 14.

Mergel sind allenthalben im Schichtgebirge in Gesellschaft der Kalksteine und Dolomite, auch der Sandsteine vorhanden und wechsellagern in dünnen Bänken mit diesen.

§ 321. Löss nennt man ein bald ungeschichtetes, bald deutlich schichtiges, sehr feinkörniges und lockeres, sich mager anfühlendes Gemenge von eckigen bis kantengerundeten Sandkörnchen mit wenig thonigen Substanzen und bis über 30 % Calcit, von hellweissgelblicher Farbe im unverwitterten, gelblichbräunlicher Farbe im unfrischen Zustande. Der Kalk bildet gern dünne Häutchen um die Sandkörnchen und bedingt ein sehr charakteristisches, lebhaftes, aber nicht anhaltendes Brausen bei Betupfung mit Salzsäure. Wenn ungeschichtet, ist die Gesteinsmasse durchweg sehr gleichartig, wenn geschichtet, enthält sie gern dünne Sandschmitzen, auch Bänkchen kleiner Gerölle und oft streifenweise hirsekorn- bis schrotkorngrosse Concretionen von Mangansuperoxyd und Limonit. Der Gehalt an Calciumcarbonat wandert im Gestein und häuft sich besonders am Boden der Ablagerungen zu sehr mannigfach gestalteten Concretionen (Lösskindchen, Lösspuppen), die gern einen centralen Hohlkanal haben.

In Hohlwegen sieht man sie oft an Pflanzenwurzeln hängen. Sehr verbreitet sind im Löss feine senkrechte cylindrische Kanäle, deren Wände mit schneeweissen Calcithäutchen überzogen sind. Sie rühren von verwesten Pflanzenwurzeln her.

Die chemische Zusammensetzung ist im unveränderten Gestein auffallend constant und stellt (Analyse 1—5) einen schwach thonigen Sandmergel dar.

Die Verwitterung bedingt eine Oxydation des Eisenoxyduls zu Eisenoxyd und damit die braune Färbung, und führt den Kalk nach und nach vollständig fort, ein Vorgang, der allenthalben von oben nach unten verläuft. Entkalkter Löss ist L e h m und heisst in Süddeutschland Laimen (Analyse 6 und 7). — Der Löss zeigt Übergänge in Flugsand. — An accessorischen Beimengungen ist der Löss oft ziemlich reich; Feldspäthe und Glimmer (Muscovit), dann Hornblenden verschiedener Art, Staurolith, Disthen, Granat, Turmalin und Titanmineralien sind weit verbreitet.

Lössähnlich ist die Zusammensetzung des Absatzes des Rheins im Bodensee Delta vom September 1851 (Analyse 8).

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO_2 . . .	52,38	62,30	56,60	54,51	58,97	73,64	69,26	50,14	62,25
Al_2O_3 . . .	6,60	7,25	7,52	7,77	9,97	11,36	17,59	4,77	14,93
Fe_2O_3 . . .	2,75	3,02	3,00	4,57	4,25	4,44	5,21	2,69	0,74
FeO . . .	—	—	—	—	—	—	—	3,23	4,64
MnO . . .	—	0,14	0,16	—	—	0,18	—	0,35	0,07
MgO . . .	2,85	2,26	2,22	2,22	2,04	1,23	0,78	0,93	3,00
CaO . . .	16,81	11.22	12,61	14,82	11,32	1,25	0,36	18,00	5,09
Na_2O . . .	1,27	1,03	0,34	0,91	0,84	1,18	0,63	0,54	4,01
K_2O . . .	1,22	1,06	1,52	1,21	1,11	1,43	1,69	0,55	2,02
H_2O . . .	0,81	2,32	5,99	0,72[1]	1,37*	5,18	4,93	0,99	3,20*
P_2O_5 . . .	0,41	0,15	0,10	0,14	—	0,15	—	—	0,11
CO_2 . . .	13,92	9,22	10,40	12,92	11,07	—	—	16,15	—
Sa.	99,02	99,96	100,46	99,79	100,94	100,04	100,45	100,00	100,12
Sp. G. . . .	—	2,637	—	—	—	2,579	—	—	—

* Glühverlust. [1] und organische Substanz.

1. Löss. Mauer an der Elsenz. Baden.
2 Löss, oberer. Geissackerbohl bei Umstadt. Hessen-Darmstadt.
3. „ unterer. „ „ „ „
4. „ Heidingsfeld bei Würzburg.
5. „ Zwischen Oberdollendorf und Heisterbach. Siebengebirge.
6. Laimen. Gaissackerbohl bei Umstadt. Hessen-Darmstadt.
7. Lehm. Solln bei Grosshesselohe unfern München.
8. Absatz des Rheins im Delta des Bodensees im September 1851; der Verlust von 1,66 ist wesentlich organische Substanz.
9. Kryokonit. Grönland. (Mit 0,06 Cl.)

Sehr charakteristisch ist für den Löss die hohe Festigkeit in

senkrechten Wänden trotz des lockeren Gefüges; er blättert parallel solchen Wänden schalig ab. — Der Löss ist ein ausserordentlich leicht bewegliches Gestein und befindet sich daher z. gr. Th. nicht mehr auf primärer Lagerstätte. Der Löss auf primärer Lagerstätte ist, wie zuerst F. v. RICHTHOFEN in China nachwies, ein äolisches Sediment; die gleiche Entstehung schreibt man nach der heute herrschenden Anschauung dem Löss auf primärer Lagerstätte in dem europäischen Pleistocän zu. Hier ist er durchweg nicht oder doch sehr undeutlich geschichtet und führt keine oder nur Landschnecken. Der geschichtete Löss ist eine Ablagerung fluviatiler oder lacustriner Art und führt oft reichlich eine Süsswasserfauna, zeigt auch gelegentlich discordante Parallelstructur. — Bei dem äolischen Löss kann man durch die verlehmten, gelegentlich auch humosen Lagen von Lehm (alten, verwitterten Oberflächen der Ablagerungen) eine sich mehrfach wiederholende Bildung nachweisen. — Der Löss hat eine ungeheure Verbreitung in China, Nord- und Südamerika, dann am Rande der vereisten Gebiete Europas zur Glacialzeit, so in Norddeutschland, in Süddeutschland in den Thalgebieten des Rheins, des Mains u. s. w., auf der bayrischen Hochebene, am Fuss der Karpathen u. s. w.

Ob die durch ihre Fruchtbarkeit gleich dem Löss und Lösslehm berühmte Schwarzerde (Tschernosem), welche in Russland ungeheure Strecken bedeckt und 5—16 % organische Substanz enthält, ein entkalkter Löss (Laimen) ist, steht nicht fest. Man hat darin mehrfach Diatomeen- und Phytolitarien-Reste gefunden.

Kryokonit (Analyse 9 oben) nannte NORDENSKIÖLD gelbliche, staubförmige Massen auf dem Inlandeise Grönlands, denen er mit Unrecht einen kosmischen Ursprung zuschrieb. Der Kryokonit ist carbonatfrei und besteht wesentlich aus Quarz und Feldspath nebst kleinen Mengen vieler anderer Mineralien. WÜLFING wies darin spärliche drehrunde Kügelchen von Ged. Eisen nach.

Die Familie der Eisengesteine.

Die Eisengesteine sind gemeinsam durch den hohen Gehalt an technisch verwerthbaren Verbindungen des Eisens (Carbonaten, Hydroxyden und Oxyden) charakterisirt. Die wichtigsten Arten derselben sind:

§ 322. Spatheisenstein, ein grob- bis feinkörniges Aggregat von späthigen, aber nicht idiomorphen Individuen von Eisencarbonat; im frischen Zustande weisslich bis gelblich, infolge von Oxydation zu Limonit bräunlich, schwärzlichbraun bei hohem Gehalt an $MnCO_3$, welches zu Mangandioxyd umgewandelt wurde. In Salzsäure löslich,

zumal leicht im gepulverten Zustande, leicht mit dem Messer zu ritzen, das specifische Gewicht etwa 3,7—3,9. — Häufige Beimengungen sind Pyrit, Hämatit und Kupferkies. Bei fortschreitender Umwandlung in Limonit wird das Gestein porös. — Die Structur ist diejenige des dichten Kalksteins und des körnigen Kalkes. — In Deutschland bildet der Spatheisenstein Lager im Zechstein-Dolomit Thüringens bei Liebenstein und am Stahlberg bei Schmalkalden, und im westfälischen Devon bei Müsen unfern Siegen. — Die alpinen Lager von Spatheisenstein, welche von Hall in Tirol bis nach Eisenerz in Steiermark bekannt sind, gehören z. Th. sicher, z. Th. wahrscheinlich dem Silur an. — Die Spatheisensteinmassen Kärnthens (Lölling, Hüttenberg) bilden mit Kalkstein linsenförmige Lager im Glimmerschiefer, so dass also dieses Gestein ebenso wie Kalkstein und Dolomit vom normalen Sedimentgebirge bis hinein in die krystallinischen Schiefer verfolgt werden kann. — Auch die gewaltigen Spatheisensteinlager des Gogebic-Distrikts in Michigan und des Penokee-Gebiets in Minnesota werden zum Algonkian gerechnet. Sie sind z. Th. sehr reich an Hornsteinkieselsäure.

Kohleneisenstein, thoniger Sphärosiderit (Blackband in England) ist ein Gemenge von Spatheisen (nebst einem geringen Gehalt an $MgCO_3$ und $MnCO_3$) mit Eisenoxyden, Thon, Sand und Kohle in wechselnden Verhältnissen, welches bald continuirliche Flötze, bald reihenartig hintereinander liegende flach lenticuläre Concretionen im Kohlenschieferthon in Begleitung von Steinkohle bildet. Das Gestein ist schwärzlichbraun bis schwarz, matt oder schwach schimmernd; continuirliche Flötze bildet es in der nordenglischen und schottischen Carbonformation, in dem westfälischen Carbon (Gegend von Bochum, Gelsenkirchen), auch in Niederschlesien. Die Sphärosideritconcretionen sind heller gefärbt bis gelblich, oft im Innern zerklüftet, wobei in den Sprüngen Calcit, Braunspath, Eisenspath, Quarz, Baryt, Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende auskrystallisirt sind. Im Innern der Sphärosideritlinsen finden sich oft Versteinerungen (Fische, Saurier, Pflanzen), auch Koprolithe, wie denn auch manche Kohleneisensteinflötze Phosphorit führen. Bekannt sind die Sphärosiderite der Gegend von Saarbrücken bei Lebach im Unteren Rothliegenden, im Zwickauer Carbon, in Südwales, bei St. Etienne in Frankreich. Ebenso kommen sie in der niederrheinischen (Gegend von Bonn) und böhmischen (Bilin) Braunkohlenformation vor. Manche Sphärosiderite sind reich an Mangan, so auch die sandigen Sphärosiderite in den Fucoidenschichten der bayerischen Alpen bei Traunstein und Sonthofen.

§ **323.** Eisenoolith oder Eisenrogenstein enthält in spärlicher kalkiger, mergeliger, sandiger oder thoniger Grundmasse

dichtgedrängte, dunkelbraune oder dunkelrothe, linsenförmige, selten drehrunde, auch durch gegenseitigen Druck deformirte kleine Körnchen von Thoneisenstein oder Rotheisenstein. Ihr Durchmesser überschreitet selten 0,5 mm und schwankt meistens beträchtlich um 0,25 mm. Die Behandlung mit Salzsäure lässt oft ein Kieselskelett der Körnchen ungelöst. Die Körnchen sind concentrisch-schalig. An den Körnchen mancher lothringischer und französischer Eisenoolithe beobachtete BOURGEAT nach der Ätzung mit Salzsäure das Gerüst von Bryozoen und Polypen. — L. VAN WERVEKE fand die Körnchen gewisser Lager des lothringischen Eisenrogensteins mit einer grünen Haut überzogen, die wahrscheinlich aus Thuringit oder einem verwandten Eisensilikat bestand. Umwandlung der Eisenoolithkörner in Magnetit ist mehrfach beobachtet worden. — Ihre Hauptverbreitung haben die Eisenrogensteine im braunen Jura, so im südlichen Luxemburg und nordwestlichen Lothringen, bei Gutmadingen in Baden, bei Aalen und Wasseralfingen in Württemberg, auch in England und Russland; im Lias liegen die Vorkommnisse von Helmstedt in Braunschweig, Echte, Calefeld u. s. w. in Hannover, in der Kreide diejenigen im Dep. der Marne und der Oise in Frankreich, im Silur die von Zbirow in Böhmen.

Der Eisenoolith des obersten Braunen Jura von den Windgällen im Kanton Uri besteht nicht aus Körnern von oxydischen Eisenerzen, sondern aus plattgedrückten, ellipsoidischen, bis zu 2 mm Durchmesser erreichenden concentrisch-schaligen Kügelchen eines grün durchsichtigen thuringitähnlichen Minerals (24,84 SiO_2, 19,66 Al_2O_3, 37,57 FeO, 0,57 CaO, 4,65 MgO, 12,71 H_2O, Sa. = 100,00) in einer flasrigen Grundmasse aus Carbonaten, Eisenoxyden und Magnetit. Auch die Oolithkörner sind z. Th. in Magnetit umgewandelt. Das ganze Gestein ist stark gestreckt, grauschwarz bis braunschwarz. Nahe verwandt ist der Chamoisit (BERTHIER) im Oxfordkalkschiefer des Chamosonthals des Wallis und im böhmischen Silur von Chrustenic (die oolithischen Körner bestehen aus 25,60 SiO_2, 18,72 Al_2O_3, 42,31 FeO, 2,13 MgO, 11,24 H_2O, Sa. = 100,00) und die thuringitischen Eisenoolithe im Silur von Schmiedefeld bei Saalfeld in Thüringen, deren Cäment wesentlich aus $FeCO_3$ besteht, sowie die Thuringitschiefer des Fichtelgebirges. — Solche Gesteine wird man passend als Thuringitoolithe zusammenfassen.

§ 324. Bohnerz nennt man Ablagerungen von erbsen- oder bohnenförmigen Körpern ockergelben, bräunlichen oder schmutziggrünen, thonigen oder kieselsäurehaltigen Limonits in einem sandigen oder thonigen Bindemittel. Der Durchmesser dieser Bohnen schwankt von wenigen Millimetern bis zu fast 10 cm; ihre Structur ist concentrischschalig. Kugeln von Jaspis oder Hornstein von oft über Kopfgrösse begleiten die Bohnerze gern. Interessant ist der mehrfach nach-

gewiesene Gehalt an Vanadinsäure neben Arsen- und Phosphorsäure. Die Bohnerze sind alteocän und liegen in mulden- oder trichterförmigen Vertiefungen oder in Klüften und Spalten des Weissen Jura im südwestlichen Deutschland (Breisgau, Hegau, schwäbische Alb), im Schweizer Jura auf der schweizerischen und französischen Seite u. a. O. — Man hält die Bohnerze für Quellbildungen. — Bohnerzähnliche Concretionen häufen sich nicht selten im Löss, im Verwitterungslehm des Muschelkalks u. s. w.

§ 325. Rotheisenstein erscheint in Gesteinsform gang- und lagerförmig in verschiedenen Formationen, besonders solchen höheren Alters und mit gestörten Lagerungsverhältnissen. Manche Vorkommnisse (Lake Superior) sind, durch Pseudomorphosen nachweislich, aus Eisenspath hervorgegangen; andere stehen mit Diabasen, Melaphyren und andern Ergussgesteinen in naher Beziehung, wie die Harzer Vorkommnisse von Rübeland, Elbingerode u. s. w., die nassauischen von Weilburg und Dillenau, die westfälischen von Brilon und Giershagen u. a. — Berühmt sind die Rotheisensteinmassen der Insel Elba, insula inexhaustis chalybum generosa metallis, wie schon VERGIL sie nannte. — Die Rotheisenerze setzen sich besonders als Lager von Eisenglanz in die krystallinen Schiefer hinein fort.

Brauneisensteine treten gern in Begleitung von Spatheisenstein und Rotheisenstein auf und sind z. gr. Th. nur die oxydischen Hüte des Eisencarbonats. Raseneisenstein, Sumpferz und Seeerz nennt man theils lockere, theils feste und porose Gesteinsmassen, welche wesentlich aus Limonit im Gemenge mit andern Hydroxyden des Eisens und mit wechselnden Mengen von phosphorsauren, humussauren und kieselsauren Eisenverbindungen, Sand, Thon und Mergel bestehen und wesentlich unter Mitwirkung des Pflanzenlebens und gewisser Diatomeen (*Gaillionella ferruginea*) auf dem Boden flacher Seen, Moore und Sümpfe sich niedergeschlagen haben. Die norddeutsche Tiefebene und Skandinavien sind reich an diesen Massen.

§ 326. Eisenglimmerschiefer oder Itabirit[1] ist ein schiefriges Gemenge von Eisenglanz mit Quarz in sehr wechselnden Verhältnissen, welches bisher nur aus stark gefaltetem Gebirge bekannt ist. Der Eisenglanz bildet unregelmässig begrenzte Täfelchen und Blätter, der Quarz allotriomorphkörnige Aggregate; es alterniren quarzreichere und quarzarme bis fast quarzfreie Lagen von wechselnder Dicke, bald mehrere Millimenter, ja Centimeter mächtig, bald so schmal, dass sie auf dem Querbruch kaum mit unbewaffnetem Auge zu erkennen sind.

[1] Itabirite nennt man mit Vorliebe die quarzarmen und eisenglanzreichen Typen.

— Als Übergemengtheile sind Magnetit, Pyrit, Apatit, Biotit, Hornblende, Talk, Muscovit, Granat, Epidot, Titanit, oft auch Calcit, und in afrikanischen und brasilianischen Vorkommnissen auch Ged. Gold zu nennen. Ihre Menge ist immer klein bis sehr klein, nur Magnetit kann zu höherem Betrage anschwellen. — In Deutschland kennt man Itabirit oder Eisenglimmerschiefer eingelagert im Sericitphyllit des Soonwaldes zwischen Gebroth und Winterburg; — im nördlichen Norwegen (Ranen, Dunderlandsthal) lassen sich die altpalaeozoischen Eisenglimmerschiefer in Gesellschaft von körnigem Kalk und körnigem Dolomit z. Th. 35—40 km weit verfolgen und erreichen eine Mächtigkeit von 20—25 m im Mittel. Weit verbreitet sind auch die Eisenglimmerschiefer im mittleren Brasilien in den Staaten Minas Geraes und Matto Grosso (Pico d'Itabira, Sabará u. a. O.), in Süd-Carolina, an der Goldküste von Afrika. — Die Itabirite sind keine normalen Sedimente, sondern durch Metamorphose aus solchen entstanden; mit ihnen ragen die Eisengesteine in die Klasse der krystallinen Schiefer hinein.

Die Analysen 1—16, S. 435 geben die Zusammensetzung einiger wichtiger Eisengesteine.

Die Familie der Thongesteine.

§ **327.** Thongesteine sind in ihrer Gesammtheit pelitische Sedimente in unverändertem und mehr oder weniger verändertem Zustande, in denen wasserhaltige Aluminiumsilikate der Thon- und Glimmergruppe eine wesentliche Rolle spielen. Die Veränderungen zeigen sich in einer mehr und mehr fortschreitenden Verfestigung des ursprünglich schlammartigen Sediments zu einem wohlgeschichteten oder auch druckschiefrigen Gesteinskörper und einer damit Hand in Hand gehenden Bildung authigener Gemengtheile aus den ursprünglich rein klastischen Sedimenten bis zu vollständiger Umkrystallisation derselben. Danach unterscheidet man in der Reihe der Thongesteine 1) Thon, 2) Schieferthon, 3) Thonschiefer, 4) Phyllit oder Thonglimmerschiefer. Die thonige Grundsubstanz scheint keineswegs allenthalben in der Form des Kaolin, sondern vielfach als Halloysit und verwandte Aluminiumhydrosilikate vorzuliegen, die z. Th. leicht in HCl löslich sind. Neben der thonigen Grundsubstanz ist allenthalben feinster Quarzsand mehr oder weniger reichlich beigemengt; seine Zunahme führt hinüber zum Lehm und thonigen Sand, bezw. zum Thonsandstein in normaler oder quarzitischer Facies. — Ebenso ist feinster Feldspathdetritus sowie Chlorite und Muscovit in feinsten Blättchen fast immer sicher nachzuweisen. — Eine steigende Beimengung von Calcit oder Dolomit führt hinüber zu den Mergeln, Mergelschiefern, Kalkthonschiefern und Kalk-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO_2	—	—	15,62	46,47	26,97	6,3	22,2	7,9	9,9	15,1	33,6	19,4	10,85	15,70	22,80	30,40
Al_2O_3	—	—	4,27	0,70	1,30	—	3,2	2,3	5,5	5,2	4,2	17,7	0,34	0,94	1,07	2,56
Fe_2O_3	—	—	8,14	0,86	2,31	52,7	54,0	45,5	60,6	57,0	44,5	31,7	84,14	73,28	68,30	59,60
FeO	44,9	54,93	32,85	28,57	39,77	—	—	0,4	—	0,3	—	19,8	1,54	1,80	3,08	1,58
MnO	10,3	1,54	5,06	0,40	0,29	Sp.	3,2[3]	—	—	—	—	0,2	0,23	0,41	0,38	0,95
MgO	1,6	0,45	2,66	2,30	1,94	—	2,0	0,5	0,5	0,5	0,5	1,7	0,14	1,17	0,83	1,58
CaO	1,0	3,08	0,81	0,49	0,66	—	2,0	19,0	6,2	5,2	5,3	1,5	2,25	5,50	2,50	2,91
H_2O	—	—	0,68	0,60	0,51	11,3[2]	12,6[2]	8,0	10,1	9,3	6,6	8,0[2]	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	Sp.	0,03	1,9	0,12[4]	1,7	1,8	1,7	1,6	—	0,20	0,81	0,52	0,58
S	—	—	—	—	—	0,2	0,07	0,1[1]	0,1[1]	—	0,1[1]	—	0,01	0,01	0,02	Sp.
CO_2	37,0	37,40	30,32	19,24	26,20	—	—	14,3	4,9	4,6	4,1	—	—	—	—	0,40
Sa.	99,0	98,94	100,41	99,73	100,17	99,8	99,39	99,7	99,6	98,9	100,5	100,0	99,70	99,62	99,50	100,56

[1] SO_3. [2] und organische Substanz. [3] Mn_3O_4. [4] P.

1. Spatheisenstein. Stahlberg bei Siegen. (Mit 4,2 Rückstand.)
2. „ Sog. Weisserz. Eulenlohe. Fichtelgebirge. (Mit 1,54 Rückstand). Zum körnigen Kalk von Wunsiedel gehörig.
3. „ Penokee-Gebiet. Wisconsin.
4. „ Palm's Grube. Gogebic-Distrikt. Michigan (mit 0,10 TiO_2).
5. „ Marquette-Distrikt. Michigan (mit 0,09 Alkalien und 0,10 hygroskop. Wasser).
6. Raseneisenerz. Emscher bei Sterkrade. (Mit 27,4 Rückstand.)
7. „ See Kolsnar. Södermanland. Schweden.
8. Eisenoolith, sogen. Minette. Graues Lager. Luxemburg. Lothringen.
9. „ „ „ Rothes Lager. Ebenda.
10. „ „ „ Schwarzes Lager. Ebenda.
11. „ „ „ Rothes, kieseliges Lager. Ebenda.
12. Thuringitoolith. Quellenreuth. Fichtelgebirge.
13. Itabirit. Fuglevik. Ranen. Nördl. Norwegen.
14. „ „ „ „ „
15. „ „ „ „ „
16. „ Näveshougen. Salten. Nördl. Norwegen.

phylliten. — Organische Substanz, Bitumen oder Kohle ist oft sehr reichlich vorhanden und bedingt die verbreitete dunkle Färbung der Gesteine. Andere Pigmente liefert die Gruppe der Eisenoxyde. Charakteristisch ist auch für viele Thongesteine ein oft beträchtlicher Gehalt an feinvertheiltem Pyrit.

§ 328. Thon ist eine im trockenen Zustande feinerdige, glanzlose, zerreibliche Masse, die beim Anhauchen den bekannten Thongeruch giebt, an der Lippe hängt, begierig Wasser aufsaugt und dann mehr oder weniger plastisch wird und beim Ritzen matt schimmert. Im reinen Zustande farblos, zeigt er oft auch graue, blaue, grüne, rothe, schwarze Farben in theils gleichmässiger, theils streifiger, flammiger und unregelmässiger Vertheilung. Verunreinigt sind manche Thone durch Gyps, Steinsalz, Carbonate. Accessorische Bestandmassen concretionärer Natur bilden Pyrit, Markasit, selten Phosphorit, häufig Calcit (sogen. Septarienthon), Sphärosiderit u. a. — In winzigen mikroskopischen Individuen hat man Turmalin, Rutil, Zirkon, Granat u. s. w. nachgewiesen.

Man unterscheidet als Arten: die Porcellanerde, farblos, fast reiner Kaolin von der Zusammensetzung $H_4Al_2Si_2O_9$ mit 46,5 SiO_2, 39,5 Al_2O_3, 14,0 H_2O, wie sie sich besonders in Granit- und Gneissterritorien als Verwitterungsproduct nach kurzem Schlämmprocess vom Quarzsande getrennt in räumlich beschränkten Massen absetzt. — Töpferthon ist eine durch Eisenoxyde, wenig organische Substanz und Sand verunreinigte Porcellanerde, weisslich, gelblich, röthlich oder grau; brennt sich infolge des Eisengehalts roth, schmilzt aber nicht und ändert nicht die Form beim Brennen. — Bituminöser Thon ist reich an Bitumen oder Kohle, von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe. — Alaunthon oder Vitriolthon, oft mit Braunkohle gemengt, ist durch einen hohen Gehalt an feinvertheiltem Pyrit zur Alaunfabrikation geeignet. — Letten nennt man Thone, die viel Wasser aufnehmen und infolge davon sehr undurchlässig sind, sich stark fettig anfühlen und im Feuer nicht stehen; sie haben oft lebhafte Farben und blättern gern beim Austrocknen. — Lehme sind sehr sandige und infolge davon sich mager anfühlende Thone, bezw. thonige Sande; ihre gelbe bis braune Farbe rührt von Eisenhydroxyd her. — Walkerde ist ein grünlicher, magnesiahaltiger Thon von fettigem Anfühlen, nicht plastisch, im Wasser bröcklig zerfallend, begierig Fette und Öle aufsaugend, daher in der Tuchwalke verwendet.

Von der Zusammensetzung dieser Thone geben die Analysen 1—11, und a und b ein Bild; 4 und 11 führen hinüber in die Familie der Mergel. Die verschiedenen Thonarten haben eine weite Verbreitung in den geologischen Bildungen der Jetztzeit bis hinab in den Jura und tiefer

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
SiO_2	49,87	64,80	77,03	58,11	61,32	56,45	57,81	51,21	75,18	69,29	54,32	60.40	67,35	61,91	51,03	56,24	52,65
Al_2O_3	30,10	24,47	14,06	14,65	12,27	29,50	25,46	12,25	10,01	15,06	16,55	18,58	20,66	21,73	13,47	16,94	22,21
Fe_2O_3	3,89	1,72	1,35	2,07	3,62	0,97	2,96	2,07	5,41	5,06	5,18	7,16	2,55	—	8,06 }	10,39 } (Fe_2O_3 + FeO)	11,09 (Fe_2O_3 + FeO)
FeO	—	—	—	3,03	4,18	—	—	—	0,22	—	1,85	—	—	4,73	— }		
MgO	0,01	0,87	0,47	3,23	1,76	—	—	4,89	0,73	1,01	2,80	2,89	0,31	0,59	1,15	1,54	3,30
CaO	0,38	1,08	0,35	4,40	0,99	0,43	—	2,13	0,72	0,64	2,47	0,43	Sp.	0,09	0,78	1,62	2,75
Na_2O	Sp.	Sp.	0,33	0,61	0.42	—	0,10	—	1,27	1,93	1,01	0,21 }	nicht best.	0,25	0,41	4,92	1,83
K_2O	Sp.	0,29	1,26	2,08	3,59	—	0,30	—	3,97	2,09	2,64	4,70 }		3,16	3,16	2,82	1,74
H_2O	16,24	6,72	5,17	6,40*	10,73	10,88	13,53	27,89	2,82*	4,78	7,71	5,04	6,70*	6,73*	0,81	5,29[1]	0,98[1]
CO_2	—	—	—	5,02	—	—	—	—	—	—	2,92	—	—	—	—	—	—
Sa.	100,00	99,95	100,02	100,36	100,32	98,23	100,16	100,44	100,39	99,86	98,97	99,41	97,57	99,89	102,90	101,04	99,60

* Glühverlust. [1] und Organisches.

	a.	b.
SiO_2	40,00	60,88
Al_2O_3	16,00	11,85
Fe_2O_3	—	5,15
FeO	6,40	—
MgO	0,25	0,46
$FeSO_4$	1,80	0,02
K_2SO_4	1,50	0,05
$CaSO_4$	1,50	0,53
KCl	0,50	0,02
H_2O	10,75	10,27
Bitumen	—	3,78
Kohle	19,65	7,25
Schwefel	2,85	—
Sa.	101,20	99,92

1. Oligocäner Thon von Klingenberg bei Aschaffenburg. (Mit 0,01 MnO.)
2. „ hellgrauweiss. Ebernhahn. Nassau. (18,29 % SiO_2 sind als Sand vorhanden; Spur von SO_3, P_2O_5, MnO, NH_4, Cl, organ. Substanz.)
3. „ grauweiss. Hillscheid. Nassau. (56,95 % SiO_2 sind als Sand vorhanden.)
4. Bläulichgrauer, ziemlich plastischer Rupelthon (Septarienthon). Offenbach. Mainthal. (23,31 % SiO_2 sind als Sand vorhanden; mit 0,11 SO_3 als Gyps, 0,65 FeS_2.)
5. Grünlichgrauer Thon. New Ulm. Minnesota. Vereinigte Staaten. (Mit 0,66 TiO_2, 0,27 MnO, 0,05 BaO, 0,27 P_2O_5, 0,19 SO_3.)
6. Weisser Thon der Kreideformation. Ullersdorf, westl. Naumburg am Queis.
7. Thon, rein weiss. Balg unfern Oos. Baden.
8. Walkerde. Cilli. Steiermark.
9. Lehm (Lösslehm). Ziegelhausen bei Heidelberg. (Mit 0,06 P_2O_5, Spur von TiO_2, MnO.)
10. Ziegellehm. Ramersdorf. SO. München.
11. Grauer, plastischer, diluvialer Thonmergel. Ostseite des Stienitzsees bei Rüdersdorf unfern Berlin. (Mit 0,63 SO_3, 0,79 S, 0,02 Cl, 0,08 P_2O_5.)
12. Schieferthon, graublau mit rothen Streifen, cambrisch. Am Kunda'schen Bach, östl. Reval. Esthland.
13. „ aus dem Liegenden der Saarbrückener Kohle.
14. „ der Kohlenformation. England. (Mit 0,70 organ. Substanz.)
15. „ carbonisch, schwarz. Dry Gap bei Lafayette. Walker Co. Georgia. Vereinigte Staaten. (Mit 0,31 P_2O_5, 7,29 S, der aus Pyrit stammt, 13,11 fester Kohlenstoff, 3,32 flüchtige Kohlenwasserstoffe. Nach Abzug des dem S entsprechenden O = 2,74 % ist die Summe 100,16.)
16. Thoniger Tiefseeschlamm aus 5422 m Tiefe zwischen Neu-Seeland u. Tahiti. (Mit 1,28 Mn_2O_3, Spur von P_2O_5, $CaCO_3$, $MgCO_3$.)
17. Thoniger Tiefseeschlamm aus 4956 m Tiefe W. von den Gesellschafts-Inseln. Stiller Ocean. (Mit 2,25 Mn_2O_3, Spur von P_2O_5, $CaCO_3$, 0,80 TiO_2.)

a. Alaunthon. Freienwalde an der Oder. Aus Braunkohle.
b. „ Bokup. Mecklenburg. (Mit 0,16 Aluminiumsulfat.)

und sind sehr verschiedener Entstehung, theils directe glaciale Ablagerungen (Glacialthon), theils wie viele Lehme das Verwitterungsproduct der Lössgesteine. Blocklehm ist ein mit Geschieben (oft geschrammt) erfüllter Lehm der Glacialperiode; theils sind die Thone fluviatile und lacustrine, z. gr. Th. auch marine Bildungen. Manche Thone sind auch das unmittelbare und nicht verschwemmte Verwitterungsproduct anstehender Gesteine, wie die terra rossa und der sogen. Basaltthon. Der grellrothe, zellige Laterit, welcher unter Einwirkung des Tropenklimas (hohe Temperatur, reichliche Niederschläge) aus mannichfachen Gesteinen hervorgeht, ist z. gr. Th. nicht Thon, sondern eisenschüssiges Almuniumhydroxyd, vergl. S. 80.

Die Thone setzen einer genaueren Erforschung ihrer Structur durch das Mikroskop grosse Schwierigkeiten entgegen; es empfiehlt sich, ihre metallischen Pigmente durch Behandlung mit Säuren zu entfernen und ihren Gehalt an organischen Stoffen durch nicht zu starkes Glühen zu verbrennen. Dann erkennt man ein lockeres Gewebe flockiger bis schuppiger Substanzen recht verschiedener Art, Kaolin, Leverrierit[1] u. s. w. oder auch eine structurlose, auf das polarisirende Licht anscheinend nicht wirkende Masse (colloidale Thonerde?) mit Quarz- und Feldspathkörnchen sehr verschiedener, gegenüber dem Thon z. Th. grosser Dimensionen nebst vereinzelten Glimmerblättchen, Turmalin- und Rutilsäulchen und gelegentlichen anderen fremden Beimengungen. Da eine hohe Temperatur das Gefüge der wasserreichen Thonsubstanz ändert, so untersucht man am besten die Thone in Form eines Schlämmpulvers. — Manche Thone enthalten ebenso wie gewisse Mergel etwas Schwefel in feiner Vertheilung oder auch in Kryställchen; dieser Schwefelgehalt dürfte von der verwesten Eiweisssubstanz abgestorbener Organismen herrühren.

Auf dem Grunde der heutigen Meere setzt sich in den grössten Tiefen bald allein oder auch wechsellagernd mit Globigerinenschlamm ein thoniger Tiefseeschlamm ohne Carbonatgehalt ab, welcher den Thonen des älteren Sedimentgebirges nach Structur und chemischem Bestande sehr ähnlich ist, wie die Analysen 16 und 17 darthun. Doch sind denselben ziemlich allgemein feinste Theilchen vulkanischer Gesteine (Bimssteinfasern, Obsidiansplitter, Fragmente von Augit- und Plagioklaskryställchen u. s. w.), auch zeolithische Neubildungen beigemengt, die man in den älteren Thonen noch nicht aufgefunden hat. Dieser Tiefseethonschlamm enthält ferner eine nicht unbeträchtliche

[1] Leverrierit nannte TERMIER ein glimmerähnliches Mineral aus Kohleschiefern des Beckens von Rive de Gier und des Dpt. du Gard, welches angenähert die Formel $HAlSiO_4$ hat, worin etwas H durch K, etwas Al durch Fe vertreten wird.

Menge von Manganoxyd, bezw. Mangansuperoxyd, welches sich bei dem Begiessen mit HCl durch freiwerdendes Chlor kundgiebt. In Analyse 15 steigt dieser Mangangehalt auf 2,25 %. Dieser Mangangehalt sammelt sich um Bimsstein- oder Knochenfragmente zu concentrisch-schaligen Concretionen, den sogen. Manganknollen, die nach v. GÜMBEL, bei 110° getrocknet, in der Analyse 27,46 Fe_2O_3, 23,60 MnO_2, 17,82 H_2O, 16,03 SiO_2, 10,21 Al_2O_3, 2,36 Na_2O, 0,94 Cl, 0,92 CaO, 0,66 TiO_2, 0,48 SO_3, 0,40 K_2O, 0,18 MgO, 0,05 CO_2, 0,02 P_2O_5, 0,02 CuO, 0,01 CoO + NiO, 0,01 BaO, Sa. 101,17 ergaben. — Nach Auszug der in Königswasser löslichen Bestandtheile verblieb ein Rest, der bei 110° getrocknet, aus 73,16 SiO_2, 11,98 Al_2O_3, 4,56 Fe_2O_3, 1,01 MgO, 1,86 CaO, 0,57 Na_2O, 0,83 K_2O, 4,51 H_2O bestand, also einem quarzreichen Thon (Lehm) entsprach.

§ 329. Schieferthon unterscheidet sich vom Thon durch grössere Festigkeit, deutliche Schichtung und dieser entsprechende blättrige Theilbarkeit. Seine mineralogische und chemische Zusammensetzung ist dieselbe, wie die der Thone, vergl. Analyse 12—15, ebenso seine Übergänge in verwandte Gesteinsgruppen. Die Farben sind grau bis schwarz, auch grünlich, roth und braun und werden durch dieselben Pigmente bedingt. Auch die Übergemengtheile sind die gleichen. Kohlenschiefer nennt man an verkohlten Pflanzenresten reiche Schieferthone, welche besonders mit Kohlenflötzen gern vergesellschaftet sind; Brandschiefer sind bitumenreiche Schieferthone. Als Schieferletten oder Lettenschiefer bezeichnet man die rothen und braunen, leicht in eckige Scherben zerbröckelnden Arten. — Die Schieferthone treten in älteren Sedimentformationen an die Stelle der Thone, besonders in der Buntsandstein- und Kohlenformation, sind aber auch aufwärts bis ins Tertiär und abwärts bis ins Cambrium in Verbindung mit andern Schichtgesteinen verbreitet. Sie fehlen dem stärker gefalteten Gebirge vollständig. Hier treten an ihre Stelle die Thonschiefer und die Thonglimmerschiefer oder Phyllite.

§ 330. Thonschiefer sind feste, nicht zerreibliche, gut geschichtete oder auch geschieferte, daher vorzüglich blättrige Gesteine von meistens geringer Härte, welche auf dem Hauptbruch mehr oder weniger matt schimmern, selten eines gewissen Glanzes ganz entbehren, auf dem Querbruch glanzlos sind, und sich für das unbewaffnete Auge sowie die Loupe durchaus dicht und scheinbar homogen darstellen. Ihre Farbe ist vorwiegend grau bis bläulichgrau oder grünlichgrau bis grünlich und rührt von kohligen Substanzen (grau) oder Chlorit (grünlich) her; violettrothe und rothe Farben sind durch Eisenoxyd, gelbliche bis bräunliche durch Eisenhydroxyd, dunkelgraue bis schwarze durch reichlichen Gehalt an kohligen Beimengungen bedingt. Eisenkies

in Krystallen und Concretionen, Quarz in Trümern, Knauern, Körnern und Linsen sind häufige begleitende Bestandmassen; seltener sind Carbonate und Phosphorit. Auf den Schicht- und Schieferflächen erscheinen nicht selten farbenspielende Häutchen von Limonit. — Eine feine Fältelung auf dem Hauptbruch, Folge des Gebirgsdrucks, ist sehr verbreitet und bedingt bei sehr zierlicher Ausbildung einen oft sehr deutlichen Seidenglanz. Auch Fältelung in zwei sich kreuzenden Richtungen kommt vor.

Der Mineralbestand der Thonschiefer ist nur mikroskopisch festzustellen und am Besten in Querschnitten gegen die Schichtung oder Schieferung. Es giebt — im Ganzen seltener — niedrig entwickelte Thonschiefer, welche sich in Nichts wesentlich von den Schieferthonen unterscheiden; die höchst entwickelten verlaufen ganz allmählig in die Thonglimmerschiefer. Die Untersuchung eines Thonschiefers von normaler Entwicklung lässt zwei Hauptgemengtheile erkennen: Quarz in winzigsten Körnchen und Linsen und ein farbloses bis grünliches Glimmermineral, welches zur Muscovitreihe gehört. — Der Quarz bildet rundlich-eckige, einzelne Körner oder flache und oft langgestreckte, linsenförmige Aggregate, die noch deutlich die klastische, allothigene Herkunft wie im Schieferthon verrathen; dann aber ist sehr verbreitet ein Neuabsatz von Kieselsäure, der in mikroskopischen Dimensionen die Verhältnisse wiederholt, wie in den Krystallsandsteinen, nur dass es nirgends zur äusseren Formenentwicklung kommt. Dadurch verwischt sich ihr klastischer Charakter mehr und mehr. Die flachen linsenförmigen Quarzaggregate, welche in Schliffen nach dem Hauptbruch nicht gut wahrnehmbar sind, werden durch diesen Vorgang zu einem festen einheitlichen Körper. — Der farblose bis grünliche Glimmer bildet in Schliffen senkrecht zur Schicht- oder Schieferebene leistenförmige Durchschnitte, welche eine deutliche Spaltung parallel den beiden längeren Begrenzungslinien zeigen, auf Schliffen nach dem Hauptbruch unregelmässig begrenzte Blättchen ohne wahrnehmbare Spaltbarkeit. Derselbe liegt also mit seiner Basis in dem Hauptbruch des Gesteins; nicht selten stellen sich seine Blättchen rosettenförmig um etwas grössere Quarzkörnchen oder sie schmiegen sich flasrig um die linsenförmigen Quarzaggregate. — Als dritten Gemengtheil enthalten alle Thonschiefer in wechselnder, aber nicht sehr grosser Menge einzelne Schuppen und Blätter oder Schuppenhäufchen eines grünen chloritischen Minerals, das nach Spaltung, Licht- und Doppelbrechung, Pleochroismus, Verhalten gegen Säuren ganz ebenso sicher zu bestimmen ist, wie der helle Glimmer der Muscovitreihe. — Als wohl nie ganz fehlende Übergemengtheile sind Rutil in äusserst winzigen, optisch positiven Nädelchen von starker Licht- und Doppelbrechung und rother Farbe, auch in knieförmigen Zwillingen, ja gelegentlich als Sagenit ausgebildet, und einzelne Turmalin-Prismen hervorzuheben, welche fast farblos, bläulich oder violett durchsichtig, nach Krystallform (Prisma erster Ordnung mit dem nächst stumpferen Rhomboëder am einen, der Basis am andern Pol) und optischem Verhalten leicht erkannt werden können. Beide Mineralien studirt man am Besten im isolirten Zustande und gewinnt sie durch Behandlung des Schieferpulvers mit Flusssäure. Die Menge des Rutils übersteigt nur selten 1,5 %, die des Turmalins ist verschwindend klein. — Ferner enthalten alle Thonschiefer Eisen-

erze und zwar dem Anschein nach öfter Eisenglimmer in röthlich, gelb oder grau durchsichtigen Täfelchen, als Magnetit. — Alle diese Gemengtheile sind geordnet in der Schieferungs- oder Schichtebene. Der häufigste sonstige Übergemengtheil ist auch mikroskopisch der Pyrit, in oft sehr scharfen Krystallen (bald Würfel, bald Pentagondodekaëder, selten mannigfache Combinationen). Charakteristisch ist, dass dieser — ebenso wie die grossen Pyrite für das blosse Auge — oft ein Structurcentrum bildet und von einem Mantel radial gestellter Glimmerblättchen oder Quarzstengel (vielleicht Pseudomorphosen nach Fasergyps) umhüllt wird. Von Feldspathbröckchen und Thonflocken ist in einem einigermaassen höher entwickelten Thonschiefer meistens keine Spur vorhanden; sie verschwinden sehr früh bei der Entwicklung des Thonschiefers aus Schieferthon. Nur bei sehr kohlereichen Thonschiefern bleibt der klastische Charakter länger erhalten; sie entwickeln sich offenbar weit schwieriger krystallin, als kohleärmere; daher behalten die Alaunschiefer und selbst die Graphitoidgneisse noch deutliche Spuren ihres klastischen Ursprungs. — Kohlige Substanz, meistens leicht verbrennlich, ist in staubförmig feiner Vertheilung ziemlich allgegenwärtig und stört sehr das Studium der Präparate; man thut besser, sie zu verbrennen und die Erzpartikelchen mit Säure zu entfernen. — Von dem ursprünglich klastischen Bestande eines Thonschiefers ist also bei höherer Entwicklung nur noch der Quarz theilweise erhalten worden. — Zirkone, Apatite und andere gelegentlich auftretende Übergemengtheile sind nicht authigen, sondern tragen deutliche Spuren des Transports. Solche Spuren fehlen vollständig beim Turmalin und Rutil, auch kennt man bisher kein Gestein, aus welchem sie abgeleitet werden könnten, wenn man von localen, wohl thermischen Umwandlungsproducten der Gneisse und anderer Gesteine in der unmittelbaren Nähe von Erzgängen (Freiberg) und sericitischen Ausfüllungen von Gesteinsspalten (Ardennen) in stark gestörtem Gebirge absieht. — Da nun im Schieferthon des ungestörten oder schwach gefalteten Schichtgebirges der klastische Bestand des Gesteins der wesentlichen Masse nach erhalten ist, im Thonschiefer um so vollständiger fehlt, je stärker die tektonischen Veränderungen sind, die er erfahren hat, so mag diese Umkrystallisation wohl bereits durch normale Diagenese in ihren Anfängen eingeleitet sein, der Hauptsache nach muss sie aber ursächlich mit den Faltungsvorgängen verknüpft werden.

Die chemische Zusammensetzung der Thonschiefer, Analyse 1—19, wiederholt die Verhältnisse der Schieferthone und bestätigt auf das Vollkommenste die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung. Ganz ausserordentlich charakteristisch tritt die Vorherrschaft der MgO gegenüber dem nur spurenweisen CaO bei durchschnittlich hohem Gehalt an Eisenoxyden und Thonerde, sowie die Vorherrschaft des K_2O über Na_2O hervor. Die Vorherrschaft der MgO über CaO, des K_2O über Na_2O und der ausserordentlich niedere Kalkgehalt der Thonschiefer haben die gleiche Ursache; in den Thonen und Thonschiefern liegt der feinste mechanische Detritus der Quarzfeldspathgesteine vor; was sie an Kalksilikaten enthielten, ist als lösliches Bicarbonat fortgeführt, es kann also auch nur wenig Ca-Na-Feldspath

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.
SiO_2 . .	60,28	59,98	52,89	61,90	57,70	67,56	58,02	65,16	62,02	53,32	67,40	72,56	53,77	55,35	60,50	55,75	67,85	79,97	49,25
TiO_2 . .	0,69	Sp.	0,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3 . .	22,61	24,84	25,03	20,70	22,77	12,28	25,36	16,10	20,38	17,32	14,74	14,63	15,96	20,05	19,70	17,87	9,10	8,62	17,06
Fe_2O_3 . .	2,53	5,54	1,83	6,41	7,38	2,87	7,37	8,25	6,76	18,58	8,34	2,57	18,27	8,75	—	9,07	11,14	6,63	8,99
FeO . . .	0,45	0,49	5,76	—	—	6,99							0,65	—	7,83	—	—	—	11,90
MnO . . .	Sp.	0,31	0,17	—	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—	1,96	—	Sp.	0,70	0,79	—	—
MgO . . .	1,35	1,36	3,09	2,97	2,40	3,03	1,87	0,77	1,22	2,86	1,29	1,77	1,38	2,41	2,20	5,81	3,23	1,52	2,43
CaO . . .	0,13	0,73	0,20	0,62	0,12	0,27	0,42	0,29	0,66	1,53	0,32	0,66	0,18	Sp.	1,12	1,14	0,98	0,76	2,10
Na_2O . .	0,54	2,43	0,48	4,37	0,37	1,28	1,14	2,61	1,13	0,54	1,03	0,72	1,62	0,92	2,20	1,12	1,80	0,64	0,15
K_2O . . .	5,73	1,75	1,60		3,82	1,76	3,12	2,92	2,97	2,45	2,21	4,28	2,37	4,68	3,18	2,97	0,44	2,30	2,26
H_2O . . .	3,62	4,06	4,62*	3,03[1]	5,12[1]	1,00	3,38*	2,81*	4,38*	3,44*	4,52*	2,92	2,95	8,00	3,30	5,26*	4,55*	—	5,55*
Kohle . .	0,97	—	0,12	—	—	3,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2 . . .	—	—	—	—	—	—	—	0,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sa. . . .	99,57	101,49	98,93	100,00	99,68	100,20	100,68	99,56	99,52	100,04	99,85	100,11	99,58	100,16	100,03	99,69	99,88	100,44	100,03
Sp. G. . .	—	2,760	—	—	2,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,824	—	—	—	—

* Glühverlust. [1] und Organisches.

1. Unterhuronischer Thonschiefer. Mansfield. Thal des Michigamme-Flusses. Obere Halbinsel von Michigan. Ver. Staaten. (Mit 0,04 BaO, 0,03 P_2O_5, 0,60 hygroskop. Wasser.)
2. Steiger Schiefer, hellgelblichweiss. Breitenbach. Vogesen. Unterelsass. (Vergl. auch S. 99.)
3. Wieder Schiefer, devonisch. Trautenstein. Harz. (Mit 0,34 Apatit, 0,97 Pyrit, 1,31 Carbonaten.)
4. Hunsrückenschiefer, devonisch, schwärzlich. Kürnaberg bei Casel unfern Trier.
5. „ devonisch, mattgrün. Olewig bei Trier.
6. „ devonisch. Dachschiefer. Erbstollen bei Caub a. Rhein. (Mit 0,10 P_2O_5.)
7. Flimmernder Thonschiefer, phyllitähnlich. Eulenhammer bei Rehau. Fichtelgebirge.
8. Graugrüner Thonschiefer, cambrisch. Zwischen Lauenstein und Frankenstein. Fichtelgebirge.
9. Streifiger Thonschiefer, untersilurisch. Leimitz bei Hof. Fichtelgebirge.
10. Grauer Thonschiefer, oberes Culm. Pressig bei Kronach. Fichtelgebirge.
11. Dachschiefer aus dem Culm. Dürrenweid. Fichtelgebirge.
12. „ „ „ „ weisslich. Kupferberg. Fichtelgebirge.
13. Violetter cambrischer Thonschiefer, reich an Eisenglimmer. Viel Salm. Ardennen. (Mit 0,34 P_2O_5.)
14. Thonschiefer, silurisch. Christiania. Norwegen. (Der H_2O-Gehalt umschliesst auch die Kohle.)
15. Dachschiefer. Wales.
16. Thonschiefer. Danville. Prov. Quebec. Canada.
17. „ „ „ „ „ Aus demselben Steinbruch, aber von einer andern Lage als 16.
18. Rother Schiefer. Zwischen Rofna und Tinzen. N. Engadin. Schweiz.
19. Rother weicher Thonschiefer, oberdevonisch. Langen-Wolschendorf. Thüringen. (Mit 0,35 P_2O_5.)

in diesem Detritus vorhanden sein. Die Magnesiasilikate liefern bei ihrer Zersetzung neben Carbonaten reichlich unlöslichen Chlorit. Der in engen Grenzen, etwa 3—4 % schwankende Wassergehalt deutet auf die molekulare Bindung desselben, er steigt mit dem Chlorit, also mit dem Gehalt an MgO und Eisenoxyden. Keine andere Gesteinsgruppe hat die chemischen Charaktere der Thonschiefer; dadurch wird es möglich, ihre Derivate unter den krystallinen Schiefern sicher zu erkennen. Die Alkalien mit einem Theil des Wassers und der Thonerde, sowie einem kleinen Theil der Eisenoxyde ergeben den Gehalt an Glimmer, der z. gr. Th. Kaliglimmer (Sericit), gelegentlich in nicht unbeträchtlicher Menge (Analyse 2, 8 und 15), auch Paragonit sein muss. Der Rest der Thonerde mit MgO und einem beträchtlichen Theile der Eisenoxyde liefert den Chlorit; durch Abzug dieser erhält man die Menge des freien Quarzes. Dass der Quarzgehalt in sehr weiten Grenzen schwankt, bis auf ein Minimum sinken (Analyse 19), und bis zu dem der Arkosesandsteine steigen kann (Analyse 12 und 18), ergiebt die Vergleichung der Analysen. Das Fehlen der TiO_2 deutet nicht auf das Fehlen des Rutils, die Angabe unterblieb wohl meistens wegen der Schwierigkeit der Bestimmung; auch der Gehalt an Kohle oder Bitumen ist fast durchweg nicht bestimmt worden. — Sehr schwankend ist der Gehalt an Eisenoxyden, deren Trennung oft unterblieb. Wie hoch gelegentlich der Gehalt an Eisenglanz steigt, ergiebt die Analyse 13 des Einlagerungen von dem bekannten sogen. Luxemburger Wetzstein führenden, nach dem Itabirit hinweisenden Gesteins.

Die Structur der Thonschiefer ist eine deutliche Parallelstructur (vergl. Fig. 70 und 71), wobei die Structurebene entweder die Schicht- oder die Schieferfläche ist, oder beide fallen zusammen. Bald wechseln parallel dieser Ebene äusserst dünne Lagen von Quarz mit solchen von Thonflocken und Feldspathkörnchen, bezw. von Quarz und Sericit, bald sind in jeder Lage Quarz und die übrigen Gemengtheile vorhanden, nur in deutlich verschiedenen Mengenverhältnissen, bald werden flache Linsen des einen Gemengtheils von flasrigen Zügen des andern umflochten (Fig. 70), dann gemeinhin so, dass in quarzreichen Schiefern der Quarz die Flaserzüge, in quarzarmen dagegen die flachen Linsen bildet. Die eigenthümliche rosettenförmige Anordnung gewisser Gemengtheile um grössere Quarzkörner, Pyritkrystalle oder ihre Pseudomorphosen (auch andere gelegentliche Gemengtheile, wie Granat, bilden wohl ein Structurcentrum), führt zu einer Ocellarstructur. — Die Fältelung auf den Spaltflächen der Thonschiefer drückt sich in Dünnschliffen (Fig. 71) senkrecht zum Hauptbruch in feinen Wellenlinien der verschiedenen Lagen aus, also in einer Art mikroskopischer Sattel- und Muldenbiegungen, wobei

die Mittelschenkel oft in feinste Lagen ausgezogen, Sättel und Mulden verdickt sind bis zu vollendeten mikroskopischen Faltenverwerfungen.

Man nennt Dachschiefer die sehr dünnblättrigen und dichten, dabei ebenflächig spaltenden Thonschiefer, welche zum Dachdecken verwendet werden. Ihre vollendete Theilbarkeit entspricht wohl allenthalben einer transversalen Schieferung. — Tafelschiefer heissen Dachschiefer mit hohem Kohlegehalt und daher schwarzer Farbe, auf denen sich gut schreiben lässt. — Griffelschiefer sind Thonschiefer, die sich in dünne und lange Stengel spalten lassen infolge einer Schieferung nach zwei nicht parallelen Ebenen oder infolge einer die wohl erhaltene Schichtung schneidenden Schieferung. — Zeichenschiefer sind weiche und kohlereiche Thonschiefer, mit denen man schreiben kann, oder mit deren kohlereichen und daher sehr leichten Schlämmproducten man schreiben kann.



Fig. 70. Phyllitischer Thonschiefer mit Quarzlinsen und -Lagen. Ulriken, Wallis, Schweiz. Vergr. 30:1.



Fig. 71. Gefältelter Thonschiefer. Via mala, Graubünden. Senkrecht zur Schieferung. Vergr. 30:1.

Die Thonschiefer treten in allen Formationen vom Urthonschiefer bis zum Tertiär auf, sobald dieselben gefaltet sind. Im Sedimentgebirge mit ungestörter Lagerung fehlen sie oder unterscheiden sich doch kaum in deutlicher Weise von Schieferthonen.

Durch ihren chemischen und mineralischen Bestand trennen sich von den normalen Thonschiefern eine Anzahl von Unterarten ab, die allerdings, wie der Vergleich der Analysen darthut, durch Übergänge

und Zwischenglieder mit denselben verbunden sind. Dahin gehört der **Kalkthonschiefer** (Analyse 1—3, unten), der den Thonmergeln etwa der normalen Sedimentgesteine entspricht; ebenso giebt es Kalkthonschiefer, die die Zusammensetzung der eigentlichen Mergel haben, wie z. B. die eocänen Tafelschiefer von Elm im Canton Glarus mit 32,16 % $CaCO_3$. Soweit der Carbonatgehalt dieser Gesteine Calcit ist, erscheint er in Lagen und Linsen, die mit der Thonschiefersubstanz wechseln oder von ihr umflochten und durchflochten werden und bildet allotriomorph-körnige Aggregate von zwillingsgestreiften Individuen; soweit er dem Dolomit angehört, erscheint er in idiomorphen Rhomboëdern. Die Thonschiefermasse zeigt alle die Entwicklungsformen wie im normalen Thonschiefer.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO_2 . .	59,35	54,27	59,02	52,28	50,13	52,30	59,86	51,66	48,62	48,73	46,52
TiO_2 . .	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.	1,17
Al_2O_3 . .	13,56	11,20 }	13,80	16,64	10,78	21,67	15,89	24,50	19,96	19,38	23,54
Fe_2O_3 . .	1,10 }	6,54		—	2,27	5,83	—	14,50	16,78	2,42	1,05
FeO . .	4,75		—	6,96	—	—	—	—	—	—	0,71
MnO . .	0,05	0,15	—	—	—	—	—	—	—	21,71	17,54
MgO . .	3,60	1,46	1,65	1,10	1,00	2,16	1,68	1,86	1,58	—	1,13
CaO . .	5,20	8,74	11,68	1,53	0,40	1,00	0,99	0,67	4,60	0,28	0,80
Na_2O . .	1,48	1,69	—	—	—	— }	3,72	0,64	0,72	1,17	0,30
K_2O . .	1,77	2,83	—	7,98	—	—		2,28	3,07	3,51	2,69
H_2O . .	3,41	2,93*	nicht best.	1,40	2,21	5,08*	6,90	4,56*	5,46*	2,40*	3,28
Kohle . .	—	—	—	4,37	22,83	0,80	8,65	—	—	—	0,02
CO_2 . .	4,45	9,93	9,42	—	—	—	—	—	—	—	0,04
Sa. . .	99,98	99,74	95,57	100,00	97,10	99,01	99,01	100,67	100,79	99,60	99,13

* Glühverlust.

1. Kalkthonschiefer (Dachschiefer), oberdevonisch. Frankenberg bei Goslar. Harz. (Mit 0,16 S, 0,10 P_2O_5.)
2. „ Geheg bei Lauenstein. Fichtelgebirge.
3. „ Bei der Universität. Christiania.
4. Alaunschiefer. Kinnekulle. Schweden. (Mit 7,74 FeS_2.)
5. „ Garnsdorf bei Saalfeld. (Mit 7,53 FeS_2.)
6. „ Witzelstein bei Saalfeld. (Mit 10,17 FeS_2.)
7. „ Insel Bornholm. (Mit 0,82 S, 0,50 Fe.)
8. Wetzschiefer, oberdevonisch. Steinach. Fichtelgebirge.
9. „ „ Gräfenthal. Frankenwald.
10. „ blassgelblich, cambrisch. Recht. Im hohen Venn.
11. „ cambrisch. Viel-Salm. Einlagerung in 13. voriger Tabelle. (Mit 0,18 SO_3, 0,16 P_2O_5.)

Alaunschiefer, den Vitriolthonen oder Alaunthonen entsprechend, sind schwarze oder braunschwarze Thonschiefer mit einem hohen Gehalt an Eisenkies und einem meist auch beträchtlichen Gehalt an Kohle oder an Bitumen, wie die Analysen 4—7 zeigen. Sie enthalten gern

accessorisch Thonerdesulfate und Eisenoxydsulfate, und umschliessen auch Linsen und Nester von kohlehaltigem Baryt, sogen. Hepatit und Anthrakonit oder Stinkkalk. Sie finden sich im Cambrium Skandinaviens, im Silur Thüringens, des Voigtlandes und Fichtelgebirges, im Culm Westfalens, im Kohlenkalk von Belgien u. s. w. Manche Alaunschiefer sind sehr SiO_2-reich und gehen in Quarzite über.

Wetzschiefer heissen alle schiefrigen Gesteine, aus denen man Wetzsteine macht. Sie haben keine bestimmte und constante Zusammensetzung. Manche Wetzschiefer sind schiefrige Quarzite, aber die bekanntesten und beliebtesten Arten sind keineswegs SiO_2-reiche Gesteine, wie die Analysen 8—11 zeigen. Bei 8 und besonders bei 9 kann die Verwendbarkeit zum Wetzen kaum im Quarzgehalt begründet sein, man möchte vermuthen, dass Eisenglanz die Ursache sei; in dem berühmten „Luxemburger Wetzstein" von Viel-Salm (Analyse 11) ist kaum Quarz vorhanden, das Gestein besteht wesentlich aus Sericit und Mangangranat in zierlichsten Kryställchen und diese bedingen die Benutzbarkeit als Wetzstein; bei dem Gestein von Recht (Analyse 10) dürfte dasselbe der Fall sein. Die Zusammensetzung dieser Gesteine ist nicht die der Thonschiefer; sie erinnert an die sehr Mn-reichen Tiefsee-Absätze; der dort (S. 439) in den Manganknollen concentrirte Mn-Gehalt wäre hier im ganzen Gestein gleichmässig vertheilt.

§ 331. Phyllite oder Thonglimmerschiefer sind höher krystallin entwickelte Thonschiefer, welche besonders in der obersten Abtheilung des Grundgebirges, der nach ihnen benannten Urthonschieferformation oder Phyllitformation verbreitet sind. Sie stellen mehr oder weniger dünnblättrige, ebenflächige, oft auch gefältelte schiefrige Gesteine von sehr wechselnder Farbe vor, die auf dem Hauptbruch glimmerähnlich glänzen oder schimmern, oft auch dem blossen Auge schon wahrnehmbare Glimmerblätter enthalten. Auf dem nicht glänzenden Querbruch lässt sich oft die Zusammensetzung aus Glimmer und Quarz als herrschenden Gemengtheilen erkennen. Bald weiss bis hellgelblich, meistens aber grünlich- oder bläulichgrau, auch rothbraun und schwarz, verdanken sie ihre Farbe denselben Pigmenten und Nebengemengtheilen wie die Thonschiefer, mit denen sie durch alle Übergänge verbunden sind.

Die mikroskopische Untersuchung der Phyllite lehrt, dass sie ebenso, wie die Thonschiefer, aus einem Gewebe von hellem, farblosem bis grünlichem Glimmer und Quarzkörnern in sehr wechselnder Menge nebst einem chloritischen Mineral in geringerem Betrage bestehen. Die Korngrösse dieser Substanzen ist durchweg beträchtlicher, als bei den Thonschiefern und gestattet daher genauere Bestimmungen mikroskopischer, wie chemischer Art. Danach ist der farblose bis grünliche Glimmer vorwiegend dem Muscovit (Sericit) zuzuschreiben, unterscheidet sich aber in vielen Vorkommnissen durch einen weit kleineren Winkel der optischen Axen (40° etwa in Luft, auch weniger), chemisch durch einen nicht unbedeutenden Gehalt an Eisenoxyden und seine Löslichkeit in Schwefelsäure, oft allerdings erst bei Anwendung höheren Drucks (Analyse 1—4). Daneben scheint nach manchen

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
SiO_2	45,50	44,30	49,00	45,36	23,10	24,97	25,36	64,32	69,09[1]	64,50	28,04	28,48	26,30	41,65	43,34	33,20	23,40	37,58
TiO_2	—	—	1,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,19	—
Al_2O_3	38,21	34,01	23,65	32,92	17,92	23,07	22,92	23,00	19,01	19,41	36,19	36,86	37,10	29,47	24,63	29,00	39,31	20,45
Fe_2O_3	2,15	3,41	—	2,05	4,70	—	28,50	Sp.	—	1,49	—	—	—	4,02	—	—	5,14	3,21
FeO	1,24	—	8,07	1,76	30,98	28,29	—	—	—	—	29,79	21,88	25,92	17,87	16,72	25,93	21,94	15,53
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,97	0,93	0,93	8,18	6,00	Sp.	14,72
MgO	0,32	0,83	0,93	0,90	11,36	12,91	8,42	—	—	0,02	1,25	2,80	3,66	1,57	—	0,24	2,18	0,68
CaO	—	—	0,63	0,49	Sp.	0,06	2,01	1,20	—	0,88	0,20	0,59	—	—	—	—	Sp.	10,03
Na_2O	1,83	0,82	1,75	0,72	—	0,47	—	11,70	10,11	0,69	—	—	—	—	—	—	0,20	—
K_2O	6,79	10,13	9,11	11,67	—	0,16	—	0,61	1,79	13,97	—	—	—	—	—	—	0,20	—
H_2O	4,05	4,51	3,44	4,13	12,74	10,75	10,12	—	—	0,30*	5,88	8,09	6,10	5,84	5,66	5,60	6,81	—
Sa.	100,09	98,01	100,17	100,00	100,80	100,68	97,33	100,83	100,00	101,26	101,35	100,36	100,01	101,35	98,53	99,97	100,37	102,20
Sp. G.	—	—	2,892	2,809	—	—	—	2,608-2,62	2,61	—	3,45	—	3,513	3,266	—	3,52	—	—

* Glühverlust. [1] Aus Verlust bestimmt.

1. Glimmer aus Phyllit vom Lerchenberg bei Zschorlau. Erzgebirge. (Anal. 1, S. 450.) Nach Auflösung des in HCl löslichen chloritischen Gemengtheils aus dem Reste durch H_2SO_4 unter Druck aufgelöst.
2. Muscovit aus Feldspathphyllit. Sect. Lössnitz der sächs. Karte.
3. Sericit aus Sericitschiefer. Naurod. Taunus. (Mit 1,69 $SiFl_4$, 0,31 P_2O_5.)
4. „ „ „ Hallgarten. Taunus.
5. Chloritischer Gemengtheil aus Phyllit. Eulenhammer. Fichtelgebirge.
6. „ „ „ „ Pfertschthal bei Gossensass.
7. „ „ „ Feldspathphyllit. Sect Lössnitz der sächs. Karte.
8. Albit aus Albitphyllit. Burkhardtsdorf. Erzgebirge.
9. „ „ „ Sect. Lössnitz.
10. Orthoklas aus linsenförmigen Ausscheidungen im Phyllit von Rehau. Fichtelgebirge.
11. Chloritoid. Hetzschen. Voigtland. Aus Chloritoidphyllit.
12. „ Wurmalp bei Kaisersberg. Steiermark. (Mit 0,69 organ. Substanz.)
13. „ Leeds. Canada. Aus Chloritoidphyllit.
14. Sismondin. Serpont. Ardennen.
15. Ottrelith. Ottrez. Ardennen. Aus Ottrelithschiefer.
16. „ (Masonit). Natic. Rhode Island. Aus Phyllit.
17. Sismondin. Liberty. Frederick Co. Maryland. Ver. Staaten.
18. Spessartin. Bastogne. Aus Quarzite grénatifère.

Analysen ein Natronglimmer (**Paragonit**) vorhanden zu sein; in einzelnen Gesteinen sogar herrschend (vergl. Analyse 8 und 14, S. 450). Wie die Dünnschliffe nach dem Quer- und Hauptbruch (Fig. 72a und 72b) zeigen, sind diese Glimmermineralien durch die Basis terminal begrenzt, während nach andern Richtungen hin Krystallflächen zu fehlen scheinen und liegen mit der Basis in der Schieferungsebene. — Der **Quarz** tritt ganz in den Formen wie bei Thonschiefer auf, nur gröberkörnig im Allgemeinen und ohne erkennbar klastisch-allothigenen Charakter; bei sehr kohlereichen Gesteinen ist die allothigene Natur der Quarze am häufigsten noch erhalten. — Der **chloritische Gemengtheil** (Analyse 5—7) lässt sich durch Salzsäure auflösen; er hat die Eigenschaften, wie im Thonschiefer, aber seine Blätter und Schuppen sind grösser; auch er liegt in der Schieferebene; es mag hervorgehoben werden, dass er der Träger des geringen CaO-Gehalts der Phyllite, wie der Thonschiefer zu sein scheint.



Fig. 72a. Phyllit. Vagtdalen, Halbinsel Bergen, Norwegen. Parallel zur Schieferung. Vergr. 30 : 1.

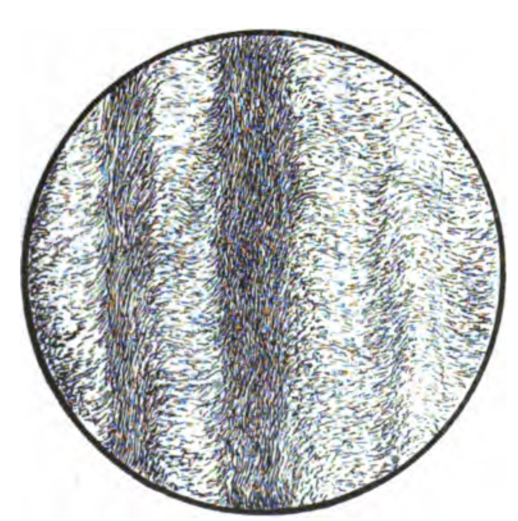


Fig. 72b. Phyllit. Vagtdalen, Halbinsel Bergen, Norwegen. Senkrecht zur Schieferung. Vergr. 30 : 1.

An Nebengemengtheilen führen die Phyllite dieselben **Rutile**, theils in winzigsten Nädelchen, knieförmigen Zwillingen und sagenitischen Gebilden, theils in den herzförmigen Zwillingen nach 3P∞ (301), und **Turmaline**, wie die Thonschiefer. Als Übergemengtheil hat **Pyrit** und seine Pseudomorphosen (Göthit nach Pyrit) die weiteste Verbreitung und bildet auch hier oft ein Structurcentrum. — **Granat** in Rhombendodekaëdern ist in normalen Phylliten selten und nur spärlich vorhanden. — Die **kohlige Substanz** ist theils als **Kohle**, wie in den Thonschiefern, theils als **Graphitoid** ($C = 99{,}76$, $H = 0{,}24$), in manchen Gesteinen und unter localen Verhältnissen auch als **Graphit** dargethan; dann zeigt sie sich in hexagonalen Blättchen, discusähnlichen rundlichen Scheiben oder unregelmässigen Läppchen von metallähnlichem

Glanz im auffallenden Lichte. — Weit seltener als man erwarten sollte, stellt sich ein Feldspath ein, der z. Th. in allotriomorphen Körnern gleichmässig mit Quarz und Glimmer gemengt, z. Th. in grösseren Individuen von mehr oder weniger idiomorpher Gestaltung einsprenglingsartig ausgeschieden ist. An solchen hat die Analyse ergeben, dass er dem Albit angehört (Analyse 8 und 9); charakteristisch für diesen ist die Ausbildung als einfacher Zwilling, das Fehlen der polysynthetischen Lamellirung, ja das nicht seltene Fehlen jeglicher Zwillingsbildung. Weniger sicher ist Orthoklas (Anal. 10) nachgewiesen. Den meisten Phylliten fehlt der Feldspath wohl ganz. — Ein anderer in den Phylliten mancher Gebiete verbreiteter, eine besondere Gruppe bedingender Gemengtheil ist der Chloritoid oder Sismondin und sein Mn-reicher Verwandter Ottrelith (Analyse 11—17), welcher gleichfalls in grösseren idiomorphen Individuen (dickere sechsseitige Tafeln) oder verdrückten linsenförmigen Körnern dem blossen Auge auffällt und an seiner Sprödigkeit, hohen Härte und Unangreifbarkeit durch Säuren leicht erkannt wird. — Manche, genetisch den dolomitischen, kieselsäurereichen Thonmergeln verwandte Phyllitgesteine führen reichlicher einen Mangangranat (Analyse 18) in scharfen Rhombendodekaëdern. — Hoch entwickelte und sich den Glimmerschiefern nähernde Phyllite führen gern braunen Magnesiaglimmer, theils in regellosen Blättern, theils in hexagonalen Tafeln; sobald dieser erscheint, verschwindet der Chlorit, ganz wie in der Contactmetamorphose der Thonschiefer und Phyllite. Höchst charakteristisch und bedeutsam ist es, dass alle diese porphyrartig hervortretenden Gemengtheile: Albit, Chloritoid und Ottrelith, Granat und Magnesiaglimmer sich 1) nicht in

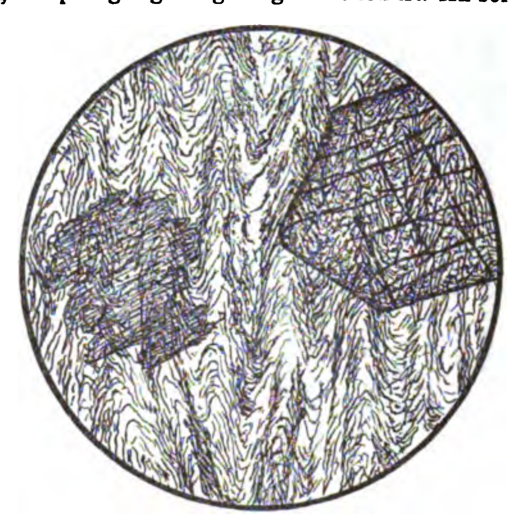


Fig. 73. Phyllit. Val Piora bei Airolo. St. Gotthard. Die Gesteinsstructur geht unverändert durch Granat und Biotit hindurch; der letztere liegt quer zur Schieferfläche. Vergr. 30 : 1.

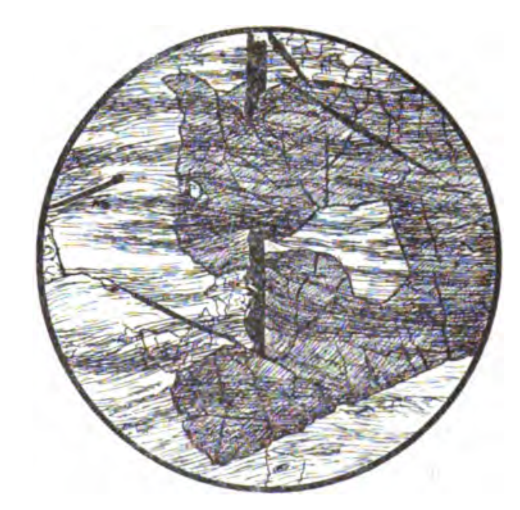


Fig. 74. Phyllit mit Staurolith. San Giacomo-Pass, Schweiz. Die Schieferlagen setzen durch den Staurolith hindurch. Vergr. 30 : 1.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
SiO_2 .	50,01	58,12	67,70	64,87	51,12	62,54	61,56	62,83	61,43	58,78	61,57	61,50	52,04	54,05	74,13	30,90	62,93
TiO_2 .	Sp.	—	1,22	1,63	—	—	—	0,70	0,73	2,28	1,31	—	—	0,89	—	—	—
Al_2O_3 .	27,93	22,73	17,07	18,37	25,52	22,84	20,12	22,44	19,10	19,52	19,22	21,98	26,66	21,24	11,20	17,70	15,72
Fe_2O_3 .	4,75	6,83	—	0,84	13,90	—	2,87	—	4,81	1,87	6,63	2,98	2,28	—	3,56	28,88	0,97
FeO .	4,65	0,55	5,11	5,37		3,89	3,40	4,32	3,12	2,67	1,20	3,97	6,83	7,70	—	11,81	5,43
MnO .	—	—	0,30	0,49	—	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	—	—	—	—	—
MgO .	1,50	2,31	2,10	2,22	1,49	1,22	1,58	Sp.	2,29	2,21	2,00	1,66	2,15	4,49	0,91	0,93	2,23
CaO .	0,21	0,21	0,47	0,62	0,39	0,18	0,71	—	0,31	0,21	0,22	0,33	0,78	1,69	Sp.	1,26	1,42
Na_2O .	0,95	0,69	0,40	—	0,96	1,38	1,92	5,51	0,83	1,24	0,93	0,96	1,61	2,94	2,25	1,92	1,62
K_2O .	4,36	3,46	2,89	3,01	2,43	5,24	4,84	2,74	3,24	3,11	3,63	3,98	4,36	5,26	2,68	1,09	5,96
H_2O .	4,68	4,22*	2,60	4,20	4,52*	3,48*	3,05*	0,90	3,52	3,24	3,25	3,04	3,31	1,74[1]	1,87*	5,25	2,83*
Sa. .	99,04	99,12	99,86	101,62	100,33	100,77	100,05	99,44	99,38	99,63	99,96	100,40	100,02	100,00	100,93	99,74	99,11
Sp. G.	—	—	2,741	—	—	—	—	2,74	—	—	—	—	—	—	—	2,74	—

* Glühverlust. [1] Verlust.

1. Phyllit. Lerchenberg bei Zschorlau. Sect. Schneeberg. Erzgebirge.
2. „ dachschieferähnlich, hellgrau, seidenglänzend. Hasenschwanzbruch bei Lössnitz. Sachsen.
3. „ Selgegrund bei Wechselburg. Sachsen.
4. „ Penna. Sachsen.
5. „ Dachschiefer. St. Loretto bei Eger.
6. „ stark glänzend. Arzberg. Fichtelgebirge.
7. „ „ „ mit braunen Glimmerblättchen. Julinshammer. Fichtelgebirge.
8. „ fast rein weiss, glimmerglänzend. Wernersreuth. Bayr. Wald.
9. Phyllit. graulichblau, frei von Magnetit. Rimogne. Ardennen.
10. „ grünlichgrau. Rimogne. Ardennen. (Mit 4,50 Fe_3O_4.)
11. „ violett. Fumay. Ardennen.
12. „ Sta. Guiliana bei Recoara. Lombardische Alpen.
13. „ Königsquelle „ „ „ „
14. „ grau, silurisch. Vagtdal. Halbinsel Bergen.
15. „ Unter Haarteigen. Hardangervidde. Norwegen. (Mit 4,33 Kohle.)
16. „ dachschieferähnlich, dicht, wenig glänzend. Hopfau bei Erbendorf. Bayr. Wald.
17. „ Ostufer des Näsijärvi. Tammerfors. SW. Finland.

die Schieferungsebene ordnen, sondern in allen Richtungen liegen, 2) erfüllt sind mit den normalen Gemengtheilen der Phyllite (besonders Quarz, Rutil und Turmalin), 3) diese nicht in einer ihrem Gestaltungsgesetz entsprechenden, etwa zonaren Anordnung, sondern in Lagen eingeschlossen enthalten, welche der Schieferungsebene des Gesteins entsprechen (Fig. 73 und 74). Diese Verhältnisse geben Aufschluss über die Zeit der Entstehung dieser Mineralien, welche zweifellos mit dem Pressungs- und Faltungsact des Gesteins zusammenfällt, ferner darüber, dass die Umwandlung des ursprünglichen Sediments in Phyllit sich nicht etwa in einem flüssigen, sondern im, wenn man den Ausdruck gebrauchen darf, starr plastischen Zustand vollzog. Dass gelegentlich Einsprenglinge dieser Mineralien vorkommen, deren Einschlüsse in Lagen geordnet sind, die die Schieferungsebenen des Gesteins unter einem kleineren oder grösseren Winkel schneiden, beweist, dass noch nach deren Ausscheidung sich Bewegungen im Gestein vollzogen haben. — Titanit, Hornblende, Staurolith u. s. w. kommen gelegentlich vor.

Alle Phyllite enthalten kleine Mengen von Eisenerzen und zwar dem Anschein nach öfter Magnetit als Eisenglanz. Die Menge dieser kann beträchtlich werden, wie in Analyse 10, S. 450, des Magnetitphyllit von Rimogne in den Ardennen.

Die Analysen der Phyllite wiederholen getreu die Verhältnisse, wie die Thonschiefer sie zeigten, auf welche hier verwiesen werde; von Gesteinen mit sehr geringem Quarzgehalt steigen wir auf bis zu solchen mit dem Quarzgehalt gewisser Arkosesandsteine (Analyse 15); die Menge an kohliger Substanz ist nur selten bestimmt, in Analyse 15 erreicht sie 4,33 %. Ein abnormes Verhältniss der Alkalien zeigt Analyse 8, der Glimmer dieses Gesteins muss z. gr. Th. Paragonit sein. — Das ursprüngliche Sediment der Analyse 14 eines Feldspathphyllits im metamorphen Silur der Halbinsel Bergen, in welchem H. Reusch, ebenso wie in den eingelagerten Linsen von kohlereichem körnigem Kalk die charakteristischen Fossilien entdeckte, entspricht angenähert einem dolomitischen Thonmergel. — Analyse 16 zeigt einen auffallend eisenreichen Phyllit; man vergleiche Analyse 13 und 19 bei den Thonschiefern, S. 442. Solche Gesteine führen hinüber zu den Eisenglimmerschiefern.

Ebenso wiederholen die Phyllite in deutlicherer und durchsichtigerer Ausbildung die Structurverhältnisse der Thonschiefer in jeder Einzelheit, nur kommen hier die porphyrähnlichen Structurformen hinzu, welche durch die einsprenglingsartigen grösseren Feldspäthe, Biotite u. s. w. hervorgerufen werden, und welche den Thonschiefern durchweg fehlen. — Sprünge und Risse, die bei der Faltung entstanden, sind häufig und sinken bis zu mikroskopischen Dimensionen herab sowohl in Thonschiefern wie in Phylliten. Sie pflegen mit Quarz erfüllt zu sein, der oft stenglig von den Kluftwänden her gewachsen ist.

§ 332. Wichtige Unterabtheilungen der Phyllite sind:

Sericitschiefer oder Sericitphyllite (Analyse 1 und 2, S. 453). Es sind phyllitische Gesteine, deren weisser bis ölgrüner, sich fettig anfühlender, seidenglänzender, talkähnlicher Muscovit wohl erkennbare Blättchen und Schuppen bildet. Dass der Sericit nichts anderes ist als Muscovit zeigen seine Analysen deutlich; der gelegentlich hohe SiO_2-Gehalt rührt wohl z. Th. von mechanisch eingeschlossenen Quarzkörnchen (wie TiO_2 von Rutil) her, deutet in andern Fällen wohl auch auf phengitische Natur. Seinen Seidenglanz verdankt dieser Muscovit nicht etwa einer fasrigen Structur, sondern einer sehr verbreiteten rosettenartigen Aggregation, z. Th. auch einer äusserst zierlichen Fältelung seiner Blättchen. Die Identität der Sericitschiefer und Phyllite ergiebt ihre mikroskopische Untersuchung und ihre chemische Zusammensetzung. Alle die bei den Phylliten bekannten Abarten kehren bei den Sericitschiefern als Kalksericitschiefer, Albitsericitschiefer u. s. w. wieder; auch die auf ursprünglich mergelige Substanz hinweisenden Typen sind vorhanden, ebenso wie der Übergang in Quarzite. Dolomitführende und hornblendeführende Vorkommnisse fehlen nicht. Die Übergänge in Grünschiefer erklären sich aus den Angaben des § 267.



Fig. 75. Quartenschiefer und Röthidolomit. Puntaiglas-Lücke. Schweiz. Senkrecht zur Schieferung. Die farblosen Bänder zwischen Thonschiefer und Dolomit sind wesentlich Quarz, stenglig zur Grenzfläche, gemengt mit Calcit. Vergr. 15 : 1.

Die bald weissen, bald grünlichen, bald rothen oder braunen Sericitschiefer sind besonders im Taunus (daher Taunusschiefer) und Soonwald verbreitet und gehören hier dem rheinischen Schiefergebirge an; ebenso kommen sie in der metamorphen Facies des Harzer Devon u. a. O. vor[1].

[1] Besimaudite nennt ZACCAGNA nach der Cima della Besimauda in den Ligurischen Alpen gneissartige Talkgesteine von permischem Alter. Die Bezeichnung wurde auf andere Gebiete (Mont Blanc, Vannoise, Apuanische Alpen u. s. w.) übertragen. Vorkommnisse aus der Gegend von Savona, Loano, aus dem Frigido-Thal in den Apuanischen Alpen und aus der Vannoise, die mir vorlagen, sind sericitische Schiefer sehr verschiedenen Ursprungs. Ähnliche Gesteine nannte GASTALDI Apenninite.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO_2	55,84	58,11	34,92	60,36	51,93	45,60	53,33	78,84	58,10	42,76	55,82	69,34	78,60	70,99	59,91	56,58
TiO_2	0,51	0,81	3,37	1,35	0,92	0,90	1,34	—	—	—	0,42	—	—	0,14	0,44	—
Al_2O_3	15,62	21,84	32,31	24,08	27,45	31,95	24,30	8,26	24,50	27,36	19,67	12,07	10,73	13,77	15,00	22,21
Fe_2O_3	4,86	2,62	10,21	1,35	2,01	2,36	2,64	—	—	—	0,96	1,88	0,80	0,38	1,85	3,23
FeO	8,25	5,63	8,46	2,20	8,10	4,18	5,40	6,48	5,03	7,13	4,18	4,74	1,03	3,91	5,62	2,42
MnO	—	0,19	Sp.	Sp.	0,57	0,83	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	0,61	—	—	—	—	—
MgO	1,39	1,85	1,13	2,22	1,20	1,80	2,62	2,69	1,02	2,38	2,21	2,96	1,47	0,37	4,56	0,19
CaO	0,50	fehlt	0,36	0,28	0,18	0,39	0,39	0,29	0,84	0,49	8,42	7,70	0,32	0,42	1,44	0,88
Na_2O	1,70	0,97	2,12	1,17	0,79	1,25	0,73	—	0,93	2,03	1,42	0,40	2,04	3,13	6,09	4,33
K_2O	6,14	3,66	1,87	3,62	1,60	4,82	3,41	—	1,01	2,62	0,39	—	1,87	4,81	2,44	6,40
H_2O	5,19 [1]	4,05	5,29	4,09	3,92	4,94	4,50	2,88	4,86	—	2,29	1,57	2,03	1,50	2,43 [2]	3,07
S	—	—	—	—	—	0,10	—	0,39	—	—	P_2O_5 0,69	—	—	—	—	0,09
C	—	—	—	—	1,05	—	—	0,22	3,92	16,65 [1]	4,80	—	—	—	—	—
Sa.	100,00	100,29	100,27	100,72	99,72	99,12	98,66	100,05	100,21	101,42	101,88	100,66	98,89	99,42	99,83	99,53
Sp. G. . . .	2,882	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,751	—	2,688	2,684	2,796	2,788

[1] organische Substanz und Wasser. [2] + $SiFl_4$.

1. Sericitschiefer, violettroth (durch Eisenglimmer). Nerothal. Wiesbaden.
2. Sericitschiefer. Ladiesburg. Frederick Co. Maryland. U. S. A. (Mit 0,21 P_2O_5, 0,35 hygroskop. Wasser.)
3. Ottrelithschiefer. Liberty. Frederick Co. Maryland. (Mit 0,23 P_2O_5.)
4. Bläulichschwarzer Ottrelithschiefer von Mairus. Ardennen. Revinien. (Mit 20 % Ottrelith.)
5. Schwarzer Ottrelithschiefer. Berg L'Enveloppe. SO. Monthermé. Ardennen. Revinien. (Mit 46 % Ottrelith.)
6. Blassgrauer Ottrelithschiefer. Forges de la Commune Rechtes Moselufer. Revinien. (Mit etwa 25 % Ottrelith.)
7. Grünlichgrauer Ottrelithschiefer. Haybes. Ardennen. Devillien. (Mit 33 % Ottrelith.) In diesen Schiefern wurde *Oldhamia radiata* und *Nereites Cambriensis* gefunden.
8. Chloritoidquarzit. Würmalp bei Kaisersberg. Obersteiermark. Untercarbonisch. Der Kohlenstoff ist als Graphit vorhanden.
9. Chloritoidschiefer mit Pflanzenabdrücken, abfärbend wie Graphit. Ebendaher. Aus der Mitte einer 1,5—2 cm dicken Platte.
10. Chloritoidschiefer mit Pflanzenabdrücken, abfärbend wie Graphit. Ebendaher. Von der Oberfläche der die Pflanzenabdrücke führenden Schicht und aus unmittelbarer Nähe dieser.
11. Sogen. Quartzite grénatifère. Bastogne. Ardennen. Taunusien. (Aus 30,6 Quarz, 20,9 Paragonit, 4,8 Graphit, 4,1 Spessartin, 1,5 Apatit, 1,0 Titanit bestehend.)
12. Sogen. Quartzite hornblendifère. Ourt. Ardennen. (Wesentlich 46,7 Hornblende und 52,4 Quarz mit gelegentlichem Granat, Biotit, Apatit, Eisenglanz, Zirkon u. s. w.)
13. Sogen. Albitquarzporphyroid. Schreckensthal zwischen Treseburg und Altenbrak.
14. Albitsericitphyllit, gefleckt. Sonnenberger Steinbruch. Taunus.
15. Grüner Albitsericitphyllit. Naurod bei der alten Kupfergrube. Durch Übergänge mit 14 verbunden. (Mit 0,05 CuO, Spur P_2O_5.)
16. Quarzarmer, albitischer, chloritischer Sericitgneiss. Winterburg gegen Winterbach zu. Soonwald. (Mit 0,06 SO_3, 0,07 CO_2.)

Kalkphyllite haben einen beträchtlicheren Gehalt an Carbonaten, welcher bald einigermaassen gleichmässig durch das Gestein vertheilt ist, bald in dünnen Lagen mit dem Phyllitmaterial wechselt, ähnlich der Wechsellagerung in Fig. 75, bald flache Linsen darstellt und die Ausbildungsweise des körnigen Kalks zeigt. In dem Kalkcarbonat ist nicht selten Strahlstein, Granat, Epidot, Zoisit, Wollastonit, Diopsid zur Entwicklung gelangt, so dass das Carbonat vollständig durch Kalksilikate und Kalkthonerdesilikate verdrängt werden kann. Die Kalkphyllite erscheinen gern in Verbindung mit Lagern von körnigem Kalk. — Führen sie zugleich Dolomit, so ist dieser stets idiomorph. Phyllite mit reichlicherem Gehalt an Dolomit oder Braunspath nennt man Braunspathphyllite; an solchen vom Flusse Witim in Ostsibirien hat man eine Verdrängung der Dolomitrhomboëder durch Albit beobachtet.

Magnetitphyllite (Analyse 10, S. 450) enthalten reichliche mit blossem Auge erkennbare Oktaëder von Magnetit, Granatphyllite solche von Granat. — Quarzphyllite sind, soweit das Wort nicht einen geologischen Horizont in den vorcarbonischen alpinen Sedimenten bedeutet, quarzreiche und glimmerarme Phyllite; enthalten sie reichlich kohlige Substanz, so heissen sie Graphitschiefer und Graphitoidschiefer wie die entsprechenden Quarzite, in welche sie übergehen.

Chloritoidschiefer oder Chloritoidphyllite und Ottrelithschiefer sind phyllitische Gesteine, welche einen beträchtlichen Gehalt an Sprödglimmern besitzen. Wie die Analysen darthun (Analyse 3—10, S. 453), ist die Ausbildung dieses Minerals nicht an eine bestimmte chemische Zusammensetzung gebunden; es entwickelt sich in quarzreichen und nahezu quarzfreien, kohlereichen und kohlearmen Gesteinen, scheint aber durchweg an starke Lagerungsstörungen gebunden. Zu den aus der Analysen-Legende ersichtlichen Fundorten (cf. auch die Mineralanalysen S. 447) treten noch viele andere hinzu. Auf gewisse Beziehungen zwischen Chloritoidschiefern und gewissen Paragonitschiefern wird später hingewiesen werden.

Biotitphyllite enthalten grössere Biotitblätter, die oft quer zur Schieferung gestellt sind (Fig. 73).

Für eine Gruppe von phyllitähnlichen Gesteinen, welche den Kalkphylliten nahe verwandt sind und wie diese sich aus einem ursprünglich mergeligen Sediment entwickelten, giebt es bis dahin keine gemeinschaftliche Bezeichnung in der Gesteinslehre. Die Analysen 11 und 12, S. 453, geben Beispiele dieser noch wenig bekannten Gruppe aus den Ardennen. Es ist heute noch nicht möglich, dieselbe in den gemeinsamen Zügen bei grossen Massen in der Zusammensetzung im Einzelnen zu charakterisiren.

Die Phyllite haben ihre Hauptverbreitung in der nach ihnen genannten Formationsgruppe, welche immer dort erscheint, wo über den hochkrystallinen Gesteinen des eigentlichen Grundgebirges die Schichten des ältesten Sedimentgebirges concordant folgen, wie im Erzgebirge, Fichtelgebirge, bayrischen Wald u. s. w. Doch treten die Phyllite auch in den normalen Sedimentformationen oft in vorzüglicher und typischer Entwicklung auf, wo diese einem durchgreifenden Dynamometamorphismus unterlagen; so im Cambrium der Ardennen, im Silur des westlichen Norwegens, in den vorcarbonischen Schichtencomplexen der Alpen, ja bis ins Carbon (Kaisersberg in Steiermark), in den Jura (Val Canaria und Val Piora) hinauf und zwar in allen ihren verschiedenen Abarten.

Feldspathphyllite sind, soweit sie bisher genau bekannt wurden, wesentlich Albitphyllite; die Orthoklasphyllite bedürfen einer genaueren chemischen und mikroskopischen Prüfung, da bei den hierher gestellten Gesteinen sich die meisten mit Sicherheit als dynamisch veränderte Eruptivgesteine nachweisen liessen. Manche Albitphyllite haben ein angenähert gneissartiges Aussehen, würden aber zu Unrecht als Gneisse bezeichnet werden. In Deutschland sind die Albitphyllite vorzüglich vertreten in der unteren Abtheilung der erzgebirgischen Phyllitformation (Section Schellenberg, Burkhardtsdorf, Wiesenthal, Geyer, Elterlein, Lössnitz u. s. w.), im Fichtelgebirge, dann im Taunus, wo man sie zum Theil als Sericitgneisse bezeichnet hat (Analyse 14, 15 und 16), im Harz (Analyse 13), wo sie mit Porphyroiden zusammengeworfen wurden, u. s. w. Die wenigen vorhandenen Analysen zeigen dieselben Verhältnisse und den gleichen Wechsel, wie die der feldspathfreien Phyllite. Dolomitrhomboëder und Titanit kommen ziemlich verbreitet vor; Turmalin, Rutil u. s. w. nur im Phyllit. — Manche sogen. Porphyroide sind Albitphyllite.



Fig. 76. Sericitgneiss, senkrecht zur Schieferung. Forst Eulenbaum zwischen Rossert und Staufen. Taunus. Vergr. 30:1.

Die Familie der Porphyroide.

§ 333. Porphyroide sollen hier insgesammt eine Anzahl von Lagergesteinen genannt werden, welche concordant zwischen den normalen Schichten der Phyllitformation und der älteren palaeozoischen Formationsgruppen auftreten, ein oft sehr angenähert phyllitisches oder vielmehr feldspathphyllitisches Aussehen haben, weisse bis grünliche, auch röthliche und graue Farbe besitzen, deutlich schiefrig sind, sich aber sofort durch das Auftreten echter Einsprenglinge von Quarz und Feldspath als genetisch grundverschieden von eigentlichen Phylliten erkennen lassen. Die Einsprenglinge liegen in einer aus Sericit (Muscovit) und Quarz gemengten holokrystallinen Grundmasse und zeigen deutlich die Resorptionsphänomene der älteren Ausscheidungen aus Eruptivmagmen. Die Schwierigkeit der Unterscheidung dieser Gesteine von Phylliten und Sericitschiefern hat ihnen neben der Bezeichnung Porphyroid auch Namen wie Phyllitgneiss, Sericitgneiss (Fig. 76) u. s. w. eingetragen, welche eine falsche Vorstellung von ihrer Natur geben müssen. Chemischer und Mineralbestand weisen sie ebenso wie die Structur zu den dynamometamorph veränderten Eruptivgesteinen und ihren Tuffen.

Die Grundmasse der Porphyroide hat durchweg schiefriges Gefüge und besteht vorwiegend aus Sericit und Quarz nebst sehr kleinen Mengen von Eisenerzen, gelegentlichem Apatit und Zirkon, hie und da auch mit den kleinen Rutilnädelchen der Phyllite und Thonschiefer, oder mit winzigen Anatastäfelchen. An manchen Orten ist in der Grundmasse eine nicht unbeträchtliche Menge von Feldspathkörnchen vorhanden, die sich bei genauerer Bestimmung als Albit erwiesen. In K_2O-armen Gesteinen wird die Menge derselben oft sehr beträchtlich. — Die Einsprenglinge sind Quarz in Dihexaëdern, welche genau die Structur der Porphyrquarze haben, Orthoklas und Mikroklin, oft mit zierlichsten Druckphänomenen, auch perthitisch mit Albit durchwachsen und von Oligoklas begleitet, in andern Gesteinen Albit, in unverzwillingten Individuen oder einfachen Hälblingen. Gar nicht sehr selten, aber keineswegs in allen Vorkommnissen finden sich einzelne Rhomboëder von Dolomit oder Braunspath. — Pyrit ist ziemlich verbreitet. Chlorit fehlt den echten Porphyroiden nahezu vollständig. Biotit findet sich vereinzelt; die Structur ist genau diejenige der dynamometamorphen Quarzporphyre (S. 275), Granitporphyre und Keratophyre. Eine sichere Unterscheidung der aus compacten Ergussgesteinen und ihren Tuffen abgeleiteten Porphyroide ist nicht immer möglich; man vergl. S. 276.

	1.	2.	3.	4.	5.	a.	b.
SiO_2	77,19	75,7	74,99	77,08	83,32	69,21	64,24
TiO_2	—	Sp.	0,56	0,26	—	—	—
Al_2O_3	11,65	13,5	11,77	11,50	8,38	15,01	19,32
Fe_2O_3	—	0,5	2,22	0,39	0,10	0,67	0,53
FeO	0,92	1,7	0,76	0,82	0,29	—	—
MnO	Sp.	Sp.	—	—	—	—	--
MgO	0,11	0,2	0,18	0,05	0,02	0,11	0,29
CaO	0,21	0,7	0,53	0,11	0,07	0,18	0,84
Na_2O	0,24	2,4	4,24	0,87	0,66	Sp.	1,34
K_2O	9,16	5,3	4,49	7,97	5,75	14,23	12,75
H_2O	0,70	0,9*	0,46	0,47	0,61	0,68*	0,92*
P_2O_5	0,14	Sp.	0,09	0,05	0,06	—	—
CO_2	—	—	0,02	0,07	—	—	—
Sa.	100,50	100,9	100,31	99,77	99,36	100,09	100,23
Sp. G.	2,649	2,64	2,709	2,56	2,626	—	—

* Glühverlust.

1. Porphyroid, lichtröthlich. Bärentiegel bei Katzhütte. Schwarzathal. Thüringen. (Mit 0,18 FeS_2.)
2. Porphyroid. Häderbachthal bei Sitzendorf. Thüringen.
3. Porphyroidischer Sericitgneiss. Hellestein bei Ruppertshain. (Mit Orthoklas und Albit.)
4. Sericitgneiss, körnig-flasrig. District Burg bei Rambach. Taunus. (Mit 0,13 SO_3.)
5. Orthoklas-Quarz-Porphyroid mit Sericitflaser. Brauneweg bei Rübeland. Harz. (Mit 0,10 SO_3.)

a. Orthoklas aus Phyllitgneiss. Steinbruch am Fürstenstein bei Goldkronach Fichtelgebirge.

b. Orthoklas aus Phyllitgneiss. Fürstenstein bei Goldkronach, östlich vom Weg.

Die chemische Zusammensetzung ist, wie Analyse 1—4 zeigen, genau die der Quarzporphyre, während Analyse 5 eher auf einen Porphyrtuff verweisen würde. Man beachte gegenüber den Phylliten und Feldspathphylliten den niedrigen Wassergehalt, welcher die mehr untergeordnete Stellung des Sericits und wohl auch seine mehr phengitische Natur andeutet und das niedrige specifische Gewicht, welches damit übereinstimmt.

In vielen Fällen lässt sich die Abstammung der Porphyroide von Eruptivgesteinen durch den directen Übergang in solche auch geologisch darthun; besonders pflegen die centralen Theile derselben sericitarm und unverändert zu sein, während nach dem Liegenden und Hangenden hin mit zunehmender Streckung der Sericitreichthum mit der structurellen Veränderung Schritt hält. Auf die gewaltigen Auswalzungsvorgänge, die sie genetisch bedingen, deutet auch die oft innige Verflechtung mit Phyllit (Fürstenstein bei Goldkronach im Fichtelgebirge) und das

Auftreten oft nur handstückgrosser und noch kleinerer isolirter Porphyroidfragmente im normalen Phyllit und Thonschiefer.

Die Porphyroide finden sich nur im stark gefalteten Gebirge, so im Harzer Devon besonders zwischen den granitischen Kernen des Brockens und Ramberges, im thüringischen Cambrium (Oberes Schwarzathal), im Cambrium der Ardennen bei Mairus (mit z. Th. beinahe kinderfaustgrossen gerundeten Feldspäthen, vor und hinter denen infolge der Streckung kegelförmige todte Räume liegen), im Phyllit des Fichtelgebirges (sogen. Phyllitgneiss vom Fürstenstein u. a. O.) und Sachsens (sogen. Sericitgneiss von Döbeln). Manches, was in den Alpen Sericitschiefer genannt wird, gehört hierher. Aus dem eigentlichen Schichtgebirge lassen sich die Porphyroide bis tief hinab in die krystallinen Schiefer verfolgen, wo sie oft Sericitschiefer genannt werden. Die Porphyroide stehen nach Obigem mit Unrecht an dieser Stelle, da sie zu keiner Zeit Sedimente weder früher waren, noch heute sind.

Anhang. Die fossilen Brennstoffe.

§ 334. In allen Sedimentformationen treten gelegentlich Ablagerungen kohliger Substanzen auf, die durch eine langsame Verwesung (Vermoderung) pflanzlicher Organismen bei beschränktem Luftzutritt unter Wasser entstanden sind. Nach ihrem Habitus, ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrem geologischen Alter kann man sie in eine Reihe bringen, welche von der lebenden Pflanze durch Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthracit, Graphitoid bis zum reinen Kohlenstoff unter stetiger Abnahme des Gehaltes an Sauerstoff, Stickstoff und Wasserstoff fortschreitet. Der Kohlegehalt ist somit in gewissem Sinn eine Function des geologischen Alters; doch kann das Alter bis zu einem gewissen Grade ersetzt werden durch Faltung. Dass der Vermoderungsprocess auch noch von andern, weniger bekannten Factoren beeinflusst wird, beweist die Thatsache, dass selbst in einem und demselben Flötz Lagen von verschiedenem Kohlenstoffgehalt vorkommen.

Torf besteht aus einem filzigen Gewebe von Pflanzentheilchen mit noch wohl erkennbarer Structur der Stengel, Wurzeln, Blätter, in welchem mit zunehmender Tiefe das fasrige Gefüge mehr und mehr undeutlich wird und eine schwarze bis braunschwarze, anscheinend homogene Masse entsteht, die im Schnitt wachsartig glänzt, sogen. Pechtorf. Nach den wesentlich an der Bildung betheiligten Pflanzen unterscheidet man Moostorf, vorwiegend aus Sphagneen-Arten, Wiesentorf, vorwiegend aus Gräsern, Riedgräsern, Binsen u. s. w.,

Heidetorf, vorwiegend aus *Calluna vulgaris* und *Erica tetralix* entstanden, und Holztorf mit viel Resten von Wurzeln und Baumstämmen. — Den mit humusreichem sandigem Thon (Schlick), reinem Thon (Knick), sandig-kalkigem Thon (Klei) marinen Ursprungs wechsellagernden Torf der nordeuropäischen Küstengebiete (Ostfriesland, Schleswig-Holstein) nennt man Darg. — Blättertorf oder Papiertorf heisst ein wesentlich aus Gramineen entstandener, sich in dünne Lagen aufblätternder Torf. — Die sogen. Schieferkohle von Uznach, Dürnten, Zürich und St. Gallen ist ein von Geschieben, Sand und Letten bedeckter und damit wechsellagernder diluvialer Torf. — Die „Asche", welche der Torf beim Verbrennen in wechselnder Menge hinterlässt, ist zum grössten Theil eingewehter Staub, zum kleineren Pflanzenasche. — Die Zusammensetzung des Torfes wechselt sehr; ausser Pflanzenfasern enthält er Humusssäure und Ulminsäure (oft an Kalk gebunden), Erdharze, Paraffin, Schwefelverbindungen in kleiner Menge (Pyrit, Markasit), Vivianit, Gyps u. s. w. Infolge fortschreitender Vermoderung entwickeln die Torfmoore Kohlensäure und Grubengas. — Der Torf gehört dem Diluvium und der Jetztzeit an. Ausgegrabene Torfmoore wachsen bei hinreichender Bewässerung wieder nach.

§ 335. Braunkohle ist derbe, zeigt z. Th. noch die Holzstructur, ist sonst dicht oder erdig, gelblichbraun bis schwärzlich, undurchsichtig, matt oder fettglänzend. Der Bruch ist eben bis muschlig, dabei glatt oder erdig. Die Härte ist 1—2,5, das specifische Gewicht 1,12—1,5. — Kalilauge wird durch Braunkohle, mit welcher man sie schüttelt, tiefbraun gefärbt. Man unterscheidet:

Gemeine Braunkohle, derbe, dicht, oft etwas schiefrig, schimmernd bis fettglänzend, bisweilen auf dem Längsbruch schimmernd und braun, auf dem Querbruch fettglänzend und schwarz. — Lignit (bituminöse Kohle), mit Holzstructur, matt oder schimmernd, milde, Querbruch muschlig; in Island heisst der Lignit Surturbrand. — Bastkohle und Nadelkohle bildet elastisch biegsame, fettglänzende. bräunlichschwarze oder grauschwarze Massen in gemeiner Braunkohle. — Blattkohle in sehr dünnen, oft noch biegsamen Platten, Pechkohle, derbe, pechschwarz, schimmernd, spröde, kleinmuschlig brechend. — Erdige Braunkohle, leicht zerreiblich, abfärbend, matt. — Glanzkohle, fest, hart, tiefschwarz, auch heller und dunkler gebändert, muschlig brechend, glänzend. Begleitende Mineralien von häufigerem Vorkommen sind Retinit, Piauzit, Elaterit, Hartit, Pyropissit und verwandte Substanzen, ferner Honigstein, dann Eisenkies und Markasit und ihr Zersetzungsproduct Eisenvitriol, sowie Bittersalz, Alaun, Gyps, sehr häufig Quarz in zierlichen Krystallen und Opal, Schwefel, spärlich Kupferkies, Blende, Bleiglanz, Calcit,

Aragonit, Baryt, Vivianit u. s. w. — Die Braunkohle hat eine weite Verbreitung in den tertiären Bildungen der Erde und entstand z. Th. aus Pflanzen, die an Ort und Stelle wuchsen, z. Th. aus Pflanzen, die in Sümpfen und Binnenseen, in Ästuarien oder an Küsten zusammengeschwemmt wurden.

§ 336. Steinkohle ist derbe, blättrig, muschlig und splittrig brechend, grauschwarz bis sammetschwarz; der Strich ist schwarz, das specifische Gewicht 1,15—1,50; selten sind fasrige und erdige Abarten. Kalilauge wirkt nur schwach auf Steinkohle ein und wird durch dieselbe nur wenig gefärbt. Nach dem Verhalten beim Erhitzen unterscheidet man fette und magere Kohlen; fette Kohlen schmelzen zu einer gleichartigen Masse (Backkohle) oder backen doch, wenn auch ungeschmolzen, zu einer festen Masse zusammen (Sinterkohle), magere Kohlen liefern bei Erhitzung keine zusammenhängende Masse (Sandkohlen). Nach dem Habitus hat man:

Glanzkohle, tiefschwarz, glasglänzend, spröde, blättrig; vorwiegend aus Rinden- und Holztheilen entstanden.

Mattkohle, dünne Lagen in der Glanzkohle bildend, grauschwarz bis bräunlichgrau, wenig glänzend, uneben bis muschlig brechend, nicht spaltbar, vorwiegend aus Blattresten bestehend.

Cannelkohle, wenig spröde, grauschwarz bis sammetschwarz, auch pechschwarz, wenig glänzend, politurfähig, ebenflächig bis flachmuschlig brechend, reich an Sporen, Sporenkapseln und algenähnlichen Gebilden.

Faserkohle, nur dünne Lagen in andern Kohlen bildend, grau- bis sammetschwarz, seidenglänzend, abfärbend, mager; wesentlich aus Holz von Coniferen, Sigillarien, Calamiten, Lepidodendren u. s. w. entstanden.

Russkohle, derbe oder locker und zerreiblich, fettglänzend bis matt, pechschwarz, abfärbend.

Gagat oder Pechkohle, stark fettglänzend, pechähnlich, derbe, politurfähig, sehr fest und hart; nicht in eigentlichen Flötzen, sondern mehr nesterartig auftretend.

Die Übergemengtheile sind dieselben, wie in der Braunkohle. — Die Steinkohlen sind sehr deutlich geschichtet und lassen auf dem Querbruch z. Th. schon mit unbewaffnetem Auge wechselnde Lagen von Glanz-, Matt- und Faserkohle erkennen.

Steinkohle tritt bereits in der Wealdenformation auf (am Deister, in Bückeburg, Schaumburg u. s. w.), im Lias (bei Fünfkirchen im Banat) als Flötze und als Gagat in Nestern (Württemberg, Franken) und jüngeren Juraabtheilungen, im Keuper (Lettenkohle), im Muschel-

kalk (Tarnowitz in Schlesien), hat aber ihre Hauptverbreitung in der nach ihr genannten Kohlenformation.

Anthracit ist derbe, stark glas- oder fast metallisch glänzend, oft bunt angelaufen, sammetschwarz, spröde, muschlig brechend, fast kalkspathhart, unangreifbar durch Kalilauge, schwer und nur bei kräftigem Luftzutritt mit schwacher Flamme und wenig Rauch verbrennbar, mit specifischem Gewicht 1,4—1,7.

Der Anthracit kommt zusammen mit Steinkohle, ganz vorwiegend aber in präcarbonischen Formationen, Devon, Silur, Cambrium vor. Übergänge in Steinkohle sind verbreitet. Nicht selten erscheint der Anthracit als contactmetamorphe Facies von Braunkohle oder Steinkohle im Contact mit Eruptivgesteinen.

§ 337. Schungit oder Graphitoid ist eine dem Graphit schon sehr nahestehende amorphe Kohle im Cambrium des Gouvernement Olonetz im nordwestlichen Russland. Mit dieser Form reicht die Kohle bis hinab in die Gneissformation, wo sie im Graphitoidgneiss und endlich als Graphit im Graphitgneiss erscheint. Dieser Zusammenhang wird erwiesen durch die Thatsache, dass Graphit als contactmetamorphe Facies von Braunkohle an Eruptivgesteinen vorkommt, so nach BUNSEN am Meissner. Ebenso deutet der beträchtliche Gehalt an Stickstoff (Analyse 18), welcher in der kohligen Substanz eines Graphitoidgneisses von Waldkirch im Schwarzwald nachgewiesen wurde, auf den organischen Ursprung derselben hin.

Die chemische Natur der Kohlegesteine erhellt aus den folgenden Analysen (S. 462).

Dass die Kohlen nicht eine homogene Substanz, sondern ein Gemenge verschiedener Substanzen sind, beweist das Verhalten derselben bei trockener Destillation; es entweichen dabei brennbare Gase und man erhält ein Gemenge flüssiger Kohlenwasserstoffe (Theer) und einen festen Rückstand (Coaks) von porösem Gefüge und metallischem Glanze. Von der Fortdauer des Vermoderungsvorganges erzählen die Grubengase. Durch mikroskopische Untersuchung fand GÜMBEL (Sitzungsberichte der k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Classe. 1883. I), dass der Hauptantheil der Kohlen aus einem vegetabilischen Detritus von Pollenkörnern, Sporen, Stückchen von Epidermis, Holz, Rinde, Wurzeln, Blättern u. s. w. besteht. In kleinerer Menge sind winzige, oft rundliche Partikel von Harzen und harzähnlichen Substanzen vorhanden und Alles dieses ist von einer formlosen Substanz durchtränkt und durchdrungen, die er Carbohumin nennt. Die Kohlebildung selbst scheint wesentlich auf zwei Vorgängen zu beruhen: ein Theil der Pflanzenreste scheidet anscheinend leicht Sauerstoff und Wasserstoff ab und wird unter Erhaltung seiner pflanzlichen Structur

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
C	55,93	48,87	57,12	70,47	74,72	86,65	78,08	72,58	79,51	81,41	84,69	87,18	91,44	92,59	95,08	98,29	99,76	77,4
H	5,78	5,11	4,65	5,59	4,67	4,31	3,91	4,18	4,87	5,22	3,97	4,35	3,36	2,63	1,33	0,44	0,24	—
O	36,35	30,65	36,04	18,93	17,87	7,69	7,32	9,17	12,96	5,74	5,33	6,99	2,58	1,61				
N	1,04	3,25	0,20					0,61		0,34			0,21	0,92	1,96	—	—	1,2
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,95	—	—	0,79	—				
Asche	0,89	12,11	2,00	4,99	2,74	1,91	10,69	13,46	2,66	4,95	6,01	1,06	1,52	2,25	1,63	1,04	—	H_2O 3,5
Sa.	99,99	99,99	100,01	99,98	100,00	100,56	100,00	100,00	100,00	100,61	100,00	100,00	99,90	100,00	100,00	99,77	100,00	98,2
Sp. G.	—	—	1,12	1,27	—	—	1,356	—	—	1,192	1,327	—	1,375	—	—	1,98	—	—

1. Torf. Schluchsee. Schwarzwald, bei 110⁰ getrocknet. (Mit 13,48 % H_2O im ungetrockneten Zustand.)
2. Torf. Thiergarten bei Dürrheim. Schwarzwald. (Mit 16,37 % H_2O im ungetrockneten Zustand.)
3. Braunkohle (Lignit), Meissner. Hessen. (Mit 10,30 % H_2O im ungetrockneten Zustand.)
4. „ (erdig). Dux in Böhmen.
5. „ (Pechkohle). Miesbach. Bayern.
6. Wealdenkohle. Bentheim (Flammenkohle).
7. Liaskohle. Fünfkirchen. Banat (Backkohle). (Mit 1,10 % H_2O.)
8. Steinkohle. Duttweiler bei Saarbrücken. (Mit 1,7 H_2O.)
9. „ Gerhardflötz. Königsgrube. Oberschlesien (Mit 4,15 % H_2O bei 110⁰ C.)
10. Steinkohle. Zwickau in Sachsen.
11. „ Grube Carl Georg Victor. Waldenburg. Niederschlesien.
12. „ (Fettkohle). Chaptalschacht. Creuzot. Frankreich. (Mit 0,42 Wasser.)
13. Anthracit. Wales. (Mit 2,00 H_2O bei 110⁰ C.)
14. „ Pennsylvannien.
15. „ Grouchesski am Don. Russland.
16. Schungit. Gouv. Olonetz. NW. Russland.
17. Graphitoid aus Graphitoidquarz von Olbersdorf im Erzgebirge.
18. Kohlige Substanz aus Graphitoidgneiss. Bahnhof Waldkirch. Schwarzwald. (Der Rückstand von 16,1 % bestand aus Rutil.)

zu Kohle (Verkohlung). Ein anderer Theil geht in sehr mannichfach zusammengesetzte Verbindungen (Humin, Ulmin u. s. w.) flüssigen Aggregatzustandes über, welche das in Verkohlung begriffene Pflanzengewebe imbibiren, ihm anhaften und es verkitten. Durch weitere, noch nicht genau festzustellende Vorgänge wandeln sich diese flüssigen Verbindungen in das zähe und endlich festwerdende, braundurchsichtige Carbohumin um. Die Gesammtheit dieser Vorgänge nennt er Inkohlungsprocess. — Dass der Gebirgsdruck bei dem Carbonisirungsprocess eine bedeutende Rolle spielen kann und muss, erweisen die Versuche von WALTH. SPRING. Holländischer Torf mit viel Pflanzenfasern wurde bei einem Druck von 6000 Atmosphären zu einem schwarzen, glänzenden und harten Block vom Aussehen der Steinkohle und mit deren blättriger Structur. Die organische Textur war vollkommen verschwunden und Stücke dieses gepressten Torfes liessen sich verkoken, wie die Steinkohle.

Das Wahre fördert, aus dem Irrthum entwickelt sich Nichts, er verwickelt uns nur.
Goethe.

III. Theil. Die krystallinen Schiefer.

Die krystallinen Schiefer als Stoffe.

§ 338. Die krystallinen Schiefer sind unter wesentlicher Mitwirkung geo-dynamischer Phänomen zu geologischer Umgestaltung gelangte Eruptivgesteine oder Sedimente. In der Beschreibung der Eruptivgesteine wurde sowohl bei den Tiefengesteinen (Granit, Gabbro), wie bei den Ganggesteinen (Granitporphyr) und den Ergussgesteinen und deren Tuffen (Quarzporphyr und Diabas) dargelegt, wie diese durch den Gebirgsdruck in stark gefalteten Gebieten eine schiefrige Structur annehmen, z. Th. unter tiefgreifender Veränderung ihres Mineralbestandes. Sie verloren dadurch mehr oder weniger vollständig den Habitus der Eruptivmassen und nahmen den Charakter gewisser Glieder des sogen. Grundgebirges oder der azoischen, archäischen Formationsgruppe an. — Ebenso wurde bei der Mehrzahl der Familien der Sedimente hervorgehoben, dass diese in Altersreihen vorliegen, deren eines Endglied sich fort und fort vor unseren Augen bildet, deren anderes Endglied hinabreicht in den Complex des Grundgebirges. Solche Reihen haben wir z. B. in den Sandsteinen vom losen Sande bis zum Quarzit, in den Carbonaten vom Kalkschlamm der Tiefsee bis zum körnigen Kalk, vom Mergel bis zum Kalkphyllit, vom Thon bis zum Phyllit u. s. w. In diesen Reihen fanden sich die dem Grundgebirge zugehörigen Ausbildungsformen auch in bedeutend jüngeren Formationen, wenn dieselben gewaltigen dynamischen Vorgängen unterlegen waren oder aber da, wo denselben grosse Massen von Tiefengesteinen eingeschaltet waren.

Die Processe, durch welche aus Eruptivgesteinen und Sedimenten irgendwelcher Art krystalline Schiefer wurden, fasst man zusammen als Dynamometamorphose und Contactmetamorphose, d. h. man be-

zeichnet den Zustand solcher krystalliner Schiefer als einen nicht ursprünglichen, sondern als einen veränderten, sei es mit Beziehung auf ihren Mineralbestand, oder mit Beziehung auf ihre Structur, oder endlich mit Beziehung auf beides. Dementsprechend gebraucht man als Synonym für krystalline Schiefer auch die Bezeichnung metamorphe Schiefer. Diese Bezeichnung ist berechtigt, weil niemals die directe Bildung der krystallinen Schiefer, sei es durch Krystallisation aus Schmelzfluss, sei es durch Krystallisation aus wässrigen Lösungen, sei es durch Neuordnung des normalen Detritus präexistenter Gesteine beobachtet wurde. Wo immer man über die Entstehung krystalliner Schiefergesteine sicheren Aufschluss erhalten konnte, fand man, dass dieselben ursprünglich Eruptivmassen oder Sedimente waren, die ohne Rückführung in den Zustand einer Lösung, vielmehr durch Veränderungen in einem mehr oder weniger starren, wenn auch plastischen, Aggregatzustand die Umprägung zu krystallinen Schiefern erfuhren. Da diesen sicheren Erfahrungen keine widersprechende Erfahrung entgegensteht, verallgemeinert man sie und sagt, alle krystallinen Schiefer sind metamorphe Gesteine.

§ 339. Die Analysenreihen, welche im Vorhergehenden für die krystallinen Entwicklungsreihen sedimentärer Massen zu krystallinen Schiefern in den Contactzonen und im gefalteten Gebirge, sowie diejenigen, welche über normale und dynamometamorphe oder druckschiefrige Eruptivgesteine mitgetheilt wurden, zeigen, dass bei allen, auch den weitestgehenden Veränderungen im Mineralbestand und in der Structur der chemische Bestand dieser metamorphen Gesteine derselbe ist, wie der der normalen Gesteine, wenn man von geringfügigen Veränderungen in dem Gehalt an Wasser, Kohlensäure und organischer Substanz absieht. Die stete Wiederholung dieser Thatsache unter den wechselndsten Verhältnissen führt zu der Annahme, dass alle Metamorphose von Gesteinen sich auf structurelle Veränderungen und molekulare Umlagerungen beschränkt.

Wo in einem Contacthof Sedimentgesteine verschiedener Art (Kalkstein, Thonschiefer, Grauwacke, Sandstein u. s. w.) metamorphosirt werden, erfährt jedes dieser Gesteine die ihm zukommende und eigenartige Veränderung ohne irgendwelche Beeinflussung durch sein, stofflich verschiedenes, Hangendes oder Liegendes. Niemals hat man beobachtet, dass etwa zwischen marmorisirtem Kalkstein und Schieferhornfels sich eine Mischung oder ein verbindendes Übergangsglied entwickelt, wenn ein solches nicht schon im unveränderten Gesteinscomplex vorhanden war. Die Grenze zwischen den metamorphen Facies bleibt ebenso scharf, wie diejenige zwischen den unveränderten Sedimenten war. Diese scharfe Grenze zwischen den Umwandlungsproducten

heterogener Gesteine in den Contacthöfen bleibt auch dann noch vollkommen scharf, wenn diese Gebilde einer Faltung intensivster Art unterlagen. Ebenso findet man, wo ein System von wechsellagernden heterogenen Sedimenten ohne Contact mit Eruptivgesteinen der vollendetsten Faltung und Pressung unterlag, wie in den mesozoischen Schichtgebilden der Alpen und anderer Gebirge (Fig. 75, S. 452), dass selbst bei der Auswalzung der Schichten zu dünnsten Platten, ja bei der Durchknetung von Theilen verschiedener Schichten ein jedes Schichtenglied den ihm eigenthümlichen Charakter seines Umwandlungsproductes bewahrt ohne jede Spur von stofflicher Mischung. Die gleiche strenge Beibehaltung des stofflichen Charakters zeigt sich da, wo Schichtensysteme und eingeschaltete eruptive Lager- oder Deckengesteine gleichzeitig metamorphosirt wurden, etwa Diabas- oder Quarzporphyrdecken in Thonschiefern, Sandsteinen oder Mergeln. Die gleiche scharfe Grenze zwischen stofflich heterogenen Gesteinen findet sich ganz allgemein im Gebiet der krystallinen Schiefer; auch hier fehlt an der Berührung solcher Massen jede Andeutung einer wechselseitigen stofflichen Beeinflussung und jede Entwicklung von Zwischengliedern und Übergängen. Alle diese Thatsachen deuten mit Bestimmtheit darauf hin, dass während der stofflichen Umbildung zu keiner Zeit ein Zustand der Lösung vorhanden war, der eine Diffusion oder Transsudation zwischen verschiedenen Gesteinsmassen erlaubt haben würde. Diese Thatsachen berechtigen aber auch zu der Annahme, dass wir in dem metamorphen Schiefer durch chemische Analyse das ursprüngliche Substrat desselben, das Gestein, aus welchem der krystalline Schiefer entstand, wiedererkennen können[1].

§ 340. Wo immer Metamorphosen in grösserem Maassstabe in der festen Rinde der Erde nachgewiesen werden konnten, hat sich gezeigt, dass zwischen dem ursprünglichen Zustande der Gesteinsmassen und ihren höchst entwickelten Umwandlungsproducten eine bruchlose Reihe von Übergangszuständen vorhanden war. Dem entspricht es, dass die Gesteinsmassen der krystallinen Schiefer allmählige Übergänge theils in Eruptivgesteine, theils in normale Sedimente zeigen. Wo wir daher in der Natur die eigentliche Heimath der krystallinen Schiefer, das Grundgebirge, in concordanter Überlagerung durch die ältesten Sedimentformationen haben, wie im Erzgebirge, Fichtelgebirge u. s. w., gelangen wir in absteigender Reihe ohne scharfe Grenze aus

[1] Es bedarf wohl nicht des Hinweises, dass ausnahmsweise auch einmal ein Sediment (etwa eine Arkose) dieselbe chemische Zusammensetzung haben kann wie ein Eruptivgestein (etwa Granit). In solchen Ausnahmefällen kann die Analyse nicht allein entscheiden.

den ältesten cambrischen Schichten in die Phyllitformation, aus dieser in die Glimmerschiefer- und in die Gneissformation. Nur da, wo das Grundgebirge discordant von jüngeren Bildungen überlagert wird, ist die Grenze beider eine präcise und zweifellose. Das erklärt sich eben durch die discordante Überlagerung, welche beweist, dass nicht beide Bildungen den gleichen dynamischen Vorgängen unterlagen. — Ganz ebenso zeigt sich, wo in gefalteten Gebirgen Gebiete stärkerer Pressung und Stauchung mit solchen schwächerer Pressung wechseln, ein allmähliger und lückenloser Übergang aus niedriger in höher metamorphosirte Facies an den einzelnen Schichtengliedern. — So war es denn auch nicht möglich, in der Darstellung dieses Buches die krystallinen Schiefer ganz auszuschliessen bei der Besprechung der Eruptivgesteine und der Sedimente, aus denen sie hervorgehen. Chemisch bedeutet das, dass Diagenese und Metamorphose ineinander verlaufen und nur dem Grade nach, nicht der Art nach verschieden sind.

§ 341. Vergleicht man nun die Gesammtheit der krystallinen Schiefergesteinen mit den bekannten Eruptivgesteinen und den Sedimenten, so ergiebt sich, dass der chemische Bestand aller Eruptivgesteine und Sedimente in den krystallinen Schiefern wiederkehrt, aber allerdings in sehr ungleicher Verbreitung. So kennt man zu allen Tiefengesteinen der granitodioritischen und gabbroperidotitischen Magmen die entsprechenden Aequivalente im Grundgebirge fast aller Gebiete, wo dieses überhaupt auftritt; dagegen fehlen diejenigen der foyaitischen Magmen bis auf vereinzelte Vorkommnisse. Vielleicht erklärt sich dieser Umstand dadurch, dass man heute — infolge des Nachweises der allgemeinen Verbreitung von Parallelstructur in Tiefengesteinen — vorsichtiger in der Ertheilung des Attributs: krystalliner Schiefer ist, als früher. Hätte man die canadischen Elaeolithsyenite von Dungannon vor drei Jahrzehnten entdeckt, so würde man sie ebenso den krystallinen Schiefern zugerechnet haben, wie man das bis vor wenigen Jahren mit den canadischen Anorthositen und mit den Graniten des Laurentian gethan hat. Und thatsächlich hängt die Berechtigung dieser Bezeichnung im Grunde nur von der Definition ab, die man dem Worte krystalliner Schiefer giebt, sowie von der Auffassung, die man sich über den Aggregatzustand eines Gesteins in demjenigen Abschnitt seiner Geschichte macht, in welchem ihm die Structur der krystallinen Schiefer aufgeprägt wurde.

Ganz ebenso kennt man in den krystallinen Schiefern Gebilde, welche jeder Gruppe der Ganggefolgschaft der granitodioritischen Gesteine entsprechen, während solche, die den foyaitischen und gabbroperidotitischen Ganggesteinen entsprechen würden, bis heute nicht nachgewiesen worden sind. — Auch die stofflich den Ergussgesteinen

der granitodioritischen und gabbroperidotitischen Magmen entsprechenden krystallinen Schiefer sind in grosser Verbreitung als Hälleflinten, Sericitschiefer, Porphyroide, Grünschiefer, Amphibolite, Chloritschiefer, Talkschiefer u. s. w. bekannt, wobei man nicht vergessen muss, dass die druckschiefrigen Facies eines vitrophyrischen und holokrystallinen Ergussgesteins von gleicher chemischer Constitution nicht zu unterscheiden wären. — Die den foyaitischen und theralithischen Magmen entsprechenden Ergussgesteine sind unter den krystallinen Schiefern bis heute nicht bekannt.

In gleicher Weise haben die verschiedenen Familien der Sedimentgesteine sämmtlich ihre Vertreter unter den krystallinen Schiefern und zwar meistens in grosser Mannichfaltigkeit. Unbekannt sind nur im krystallinen Schiefergebirge das Steinsalz unter den Präcipitaten und die Gruppe der biogenen Kieselgesteine, wie der Kieselschiefer, der Tripel u. s. w. Das Fehlen des Steinsalzes erklärt sich leicht. Dass wir die biogenen Kieselgesteine nicht nachweisen können, mag sich z. Th. durch deren im Ganzen geringe Verbreitung und z. Th. durch den Umstand erklären, dass sie wahrscheinlich in die Quarzitform übergeführt sein würden.

§ 342. Die Frage, ob wir ausser den stofflichen Aequivalenten der bekannten Eruptiv- und Sedimentgesteine im krystallinen Schiefergebirge auch Gesteine kennen, welche diesem allein eigenthümlich und ihrem Bestande nach nicht in den beiden andern grossen Gesteinsklassen nachweisbar wären, muss verneint werden. Und dennoch muss es im Hauptgebiet der krystallinen Schiefer, d. h. im Grundgebirge, naturnothwendig die Gesteinsmassen der ersten Erstarrungsrinde unseres Weltkörpers geben. Mit Sicherheit nachgewiesen sind diese bis auf den heutigen Tag nicht und wir können uns von denselben nur durch Speculation eine Vorstellung machen. Diese führt zu der Annahme, dass sie stofflich identisch sein müssen mit denjenigen Eruptivgesteinen, die wir in weitester Verbreitung und grösster Masse in den ältesten Bildungen unserer Erde antreffen, d. h. mit den Graniten. Dieser Schluss wird durch die Erfahrung insofern gestützt und bestätigt, als wir in den tiefsten Regionen des Grundgebirges mehr und mehr solche Gesteine zurücktreten sehen, welche sicher nachweisbar aus Sedimenten hätten hervorgehen müssen, wie Derivate von Kalken, Mergeln, kohligen Gesteinen u. s. w., während schiefrige Aequivalente der Granite die unbedingte Vorherrschaft, ja die Alleinherrschaft erreichen. Zugleich treten die auf intensiven Gebirgsdruck hinweisenden Structurphänomene mehr zurück und machen der Structur der Eruptivgesteine Platz. Das ist der Fall in den tiefsten Abtheilungen der Gneissformation.

§ 343. Obwohl nach dem chemischen Bestande alle Gesteine der krystallinen Schiefer ihre Analoga sei es unter den Eruptivgesteinen, sei es unter den Sedimenten finden, so ist das dennoch für den mineralischen Bestand keineswegs durchgehend der Fall. Es giebt zweifellos, und zwar vorwiegend in den tiefsten Theilen der Gneissformation, eine enorme Masse von krystallinen Schiefern, welche neben dem chemischen auch sehr genau den Mineralbestand der Tiefengesteine besitzen. Doch selbst hier kann man bei einiger Aufmerksamkeit gewisse, wenn auch nicht beträchtliche und constante, so doch nicht ohne Weiteres zu leugnende und zu vernachlässigende Unterschiede wohl wahrnehmen. Dahin gehört die Häufigkeit des Muscovit, des Granat und des Epidot. In den höheren Regionen des eigentlichen Grundgebirges und in den krystallinen Schiefern, welche metamorphe Facies von postarchäischen Formationen sind, treten Mineralien als verbreitet und vorherrschend oder doch als charakteristisch auf, die den normalen Eruptivgesteinen und Sedimentgebilden durchweg oder doch nahezu durchweg fehlen. Das sind z. B. die Sprödglimmer (Sismondin, Ottrelith u. s. w.), der Glaukophan, der Paragonit, der Rutil, der Disthen, der Epidot und Zoisit, die Chlorite, der Talk, der Lawsonit, der Sapphirin, Kornerupin u. a. — Wenn man diese Mineralien überblickt, so stellen sich eine Anzahl interessanter Thatsachen heraus, die gleichmässig nach einem Punkt hin convergirend verweisen. Von denjenigen für die krystallinen Schiefer charakteristischen Verbindungen und Substanzen, welche pleomorph sind, erscheint stets die specifisch schwerste Modification, so von den Kohlesubstanzen der Graphit und Graphitoid, von der Titansäure der Rutil, von der kieselsauren Thonerde Al_2SiO_5 der Disthen und Sillimanit, also die Formen mit dem kleinsten Molekularvolum. Wo an die Stelle eines oder mehrerer Mineralien in normalen Gesteinen der Eruptiv- und Sedimentreihe im krystallinen Schiefergebirge andere treten, ist die Summe der Molekularvolumina kleiner für die Combination in den krystallinen Schiefern, als in den normalen Gesteinen, wo man diese Grösse sicher berechnen kann. So wäre, worauf auch Fr. Becke aufmerksam machte, z. B. für die Gleichung der Umsetzung von Labrador, Orthoklas und Wasser in Albit, Zoisit, Muscovit und Quarz auf S. 166, welche für die Allalinite und viele Amphibolite des Grundgebirges gilt, die Summe der Molekularvolumina der ersten Combination unter Weglassung des Albits, der ja auf beiden Seiten der Gleichung wiederkehrt, und unter Annahme des spec. Gew. für Anorthit = $2{,}76$, Orthoklas = $2{,}54$, Muscovit = $2{,}80$, Zoisit = $3{,}32$, Quarz = $2{,}65$, in runder Zahl 552, auf der linken Seite 461. — Ebenso wandelt sich Orthoklas mit spec. Gew. = $2{,}54$ um in Muscovit mit spec. Gew. = $2{,}80$, und Quarz mit spec. Gew.

= 2.65. Die Molekularvolumina lassen sich hier nicht berechnen, weil man keine Gleichung ohne Wegfuhr von K_2O aufstellen kann unter Annahme der normalen Muscovitzusammensetzung für das Umwandlungsproduct des Orthoklas. Der kleine Axenwinkel hierher gehöriger Glimmer und der niedrige Wassergehalt in den Porphyroiden macht es wahrscheinlich, dass sie wasserärmer als der normale Muscovit seien, was allerdings die bisher bekannten Analysen nicht zu bestätigen scheinen; doch muss man nicht vergessen, dass die blättrigen Substanzen ausserordentlich hartnäckig mechanisch gebundenes Wasser festhalten. Nimmt man einen wasserarmen oder wasserfreien Glimmer an, so würde sich eine Gleichung aufstellen lassen, die die gleiche Abnahme der Molekularvolumina bewiese.

In den höheren Abtheilungen der krystallinen Schiefer treten die in den Eruptivgesteinen so verbreiteten Pyroxene in Association mit Feldspäthen bis fast zum Verschwinden zurück gegen die sie ersetzenden Amphibole. Nur in den fast absolut feldspathfreien Gesteinen der Kalkreihe erscheinen sie ziemlich häufig. In den tieferen Lagen der krystallinen Schiefer bleiben dagegen die Pyroxene erhalten. Das entspricht genau der dynamometamorphen Umwandlung der canadischen Anorthosite einerseits, und der normalen amphibolitischen und allalinitischen Umwandlung des Gabbro andererseits.

Die Entstehungsbedingungen können nach alledem nicht ganz dieselben gewesen sein bei den Gesteinen der oberen und der tieferen Niveaus der krystallinen Schiefergesteine. Dafür spricht auch der Umstand, dass die Associationsgesetze für die liegendsten Theile des krystallinen Schiefergebirges nahezu die gleichen sind, wie für die Eruptivgesteine, während in den hangenden Theilen andere Gesetze Geltung haben.

§ 344. Obschon krystalline Schiefer, die aus Ergussgesteinen hervorgegangen sind, in weiter Verbreitung nachweisbar sind, hat man niemals auch nur die kleinsten Residuen von amorphen Krystallisationsrückständen in denselben nachweisen können. Das steht im Einklang mit den Beobachtungen über die höchst instabile Natur der Gesteinsgläser, die ja auch unter der Einwirkung der Atmosphärilien sich in krystalline Aggregate umwandeln, und damit, dass das specifische Gewicht der Gläser weit niedriger ist, als dasjenige der aus ihnen hervorgehenden krystallinen Aggregate.

Es giebt gewisse Substanzen, in deren weiter Verbreitung in krystallinen Schiefern man gewohnt ist einen Beweis für ursprünglich sedimentären Charakter zu erblicken. Das sind die kohligen Substanzen, das Kalkcarbonat und in gewissen Grenzen das Kalkphosphat. Man geht dabei von der Voraussetzung aus, dass die Bildung dieser Sub-

stanzen unter Mitwirkung organischen Lebens sich vollzog. Im Grossen und Ganzen dürfte ein solcher Schluss vollständig berechtigt sein. Dass er keine bedingungslose Gültigkeit beanspruchen kann, ergiebt sich für den Apatit aus dem massenhaften Auftreten am Contact mit basischen Tiefengesteinen (S. 167) und in Spaltungsproducten solcher (S. 136). — Der aus dem Auftreten des Kohlenstoffs gezogene Schluss hat von seiner Zuverlässigkeit eingebüsst, seitdem man im elektrischen Flammenbogen die Carbide, wie CaC_2 und SiC, dargestellt hat. Das blosse Vorhandensein dieser Körper darf nicht allein und für sich, sondern nur zusammen mit ihrer Vertheilung in den Gesteinen und der ganzen Art ihres Auftretens in Betracht gezogen werden.

Die krystallinen Schiefer als Körper.

§ 345. Die krystallinen Schiefer erscheinen in zweierlei Formen: sie bilden im sogen. Grundgebirge (archäische, azoische Formationsgruppe) eine eigene, selbständige und eigenartige Formationsgruppe und sie treten an vielen Punkten als locale Facies jüngerer Sedimentformationen auf.

Das ausschliesslich aus krystallinen Schiefern (nebst gelegentlich eingeschalteten jüngeren und unveränderten Eruptivgesteinen) sich aufbauende Grundgebirge unterscheidet sich von allen andern Sediment- und Eruptivformationen dadurch, dass es eine ununterbrochene Schale um die ganze Erde bildet, während alle andern Formationen nur locale Gebilde, wenn auch bisweilen von sehr beträchtlicher Ausdehnung darstellen. Wir nennen es Grundgebirge, weil es der Grund und Boden ist, der alle Sedimente trägt und den alle Eruptivbildungen durchbrachen. Diese Allverbreitung des Grundgebirges um die ganze Erde, seine Ubiquität, ist das wichtigste und meist charakteristische Attribut desselben, welches an und für sich oder seinem Wesen nach nur der ersten Erstarrungskruste unseres Weltkörpers zukommen würde. Ob ein menschliches Auge jemals Theile derselben erblickt habe, ist sehr zweifelhaft; ihre Existenz ist eine Denknothwendigkeit trotz alledem. Die uns zugänglichen Theile des Grundgebirges haben im Allgemeinen nicht die Charaktere einer Erstarrungskruste, sondern sind sehr variabler Natur. Da nun keiner Sediment- oder Eruptivformation Allverbreitung um die Erde zugesprochen werden kann, so kann das uns bekannte Grundgebirge nicht eine einheitliche Formation sein, sondern es muss in verticalem und horizontalem Sinne ein Formationscomplex sein, dem erst secundär die Einheit der Erscheinung aufgeprägt wurde. Diese Auffassung wird kräftig gestützt durch die Geschichte des organischen Lebens auf

unserer Erde; die hohe Organisation, welche die in den ältesten Sedimentformationen bekannten fossilen Reste zeigen, setzt eine lange vorcambrische Entwicklungszeit voraus, in deren Sedimentbildungen uns keine Lebewesen erhalten blieben, weil dieselben eine tiefgreifende Umwandlung durchgemacht haben, derzufolge sie uns nicht als normale Sedimente, sondern eben als krystalline Schiefer vorliegen. Die Thatsache, dass in den letzten Decennien Fossilreste in vollkommen krystallinen Schiefern höherer geologischer Niveaus zweifellos nachgewiesen wurden, lässt die Hoffnung nicht sterben, dass auch in den krystallinen Schiefern ihr Nachweis gelingen werde.

Wo krystalline Schiefer in höheren Horizonten als im Grundgebirge auftreten, sind sie ebenso locale Bildungen, wie die Formationen, zu denen sie gehören und von denen sie nur eine eigenthümliche Facies sind.

§ 346. Obschon die krystallinen Schiefer entweder dynamometamorphe Eruptivgesteine oder Sedimente sind, treten sie nicht gesondert in den diesen beiden Gesteinsklassen eigenthümlichen geologischen Formen auf. Die aus Tiefengesteinen hervorgegangenen krystallinen Schiefer bilden nicht Stöcke oder Massive, die aus Ganggesteinen hervorgegangenen im Allgemeinen nicht Gänge. Die charakteristische geologische Erscheinungsform aller krystallinen Schiefer ist die von mehr oder weniger planparallelen, schichtenähnlichen Gesteinskörpern oder von flachlinsenförmigen, bezw. dicken discoiden Lagern. Man kann also den ursprünglichen Charakter eines krystallinen Schiefers aus seiner Erscheinungsform nicht in derselben Weise erschliessen, wie aus seinem stofflichen Bestande und aus seiner Structur. Doch soll damit nicht gesagt sein, dass nicht öfters die ursprünglich charakteristische Gesteinsform noch andeutungsweise erhalten bleibe. In Granitgneissen sind die den ursprünglichen Lamprophyr- und Aplitgängen entsprechenden Gesteinstheile gelegentlich deutlich discordant gegen die Parallelstructur des Gneisses geordnet.

Im Allgemeinen kann man sagen, dass die der Masse nach geringeren Gesteine der krystallinen Schiefer mit Vorliebe in linsenförmigen Lagen, die der Masse nach herrschenden in lang aushaltenden schichtenähnlichen Körpern auftreten: also Linsen von Marmor, von Amphibolit, von Eklogit u. s. w. in schichtenähnlichen Massen von Gneiss. Dann ist vielfach festgestellt, dass die Lager eines bestimmten krystallinen Schiefergesteins gern reihenartig hinter- und nebeneinander in constantem Horizont eines Gneisscomplexes liegen. Das deutet darauf hin, dass sie abgequetschte Theile einer ursprünglich continuirlichen Gesteinsmasse waren, wie man ja auch im stark gefalteten Schichtgebirge grössere Diabasdecken in viele kleine Diabas-

lager, Granitgänge in perlschnurartig gereihte Granitlinsen abgeschnürt findet. Auch ist daran zu erinnern, dass ein häufig in Lagern auftretendes krystallines Schiefergestein an andern Orten in lang anhaltenden Schichten erscheint, wie z. B. die körnigen Kalke im canadischen Gneiss. Es ist somit wohl nicht allein das Massenverhältniss, welches über die schichtenförmige oder lagerartige Ausbildung entscheidet, sondern wohl auch die Intensität des Faltungsvorganges. Endlich spielt hierbei ein der Substanz eigenthümlicher, noch nicht näher untersuchter Factor offenbar eine Rolle, den man als Faltungsfähigkeit bezeichnen könnte. Wenig mächtige Quarzitlagen halten in ununterbrochener Continuität über viele Quadratmeilen in Gneisscomplexen aus, wo andere Gesteine von grösserer Mächtigkeit in Theile abgeschnürt sind.

Endlich kennt man Gebiete von krystallinen Schiefern, in denen auch die herrschenden Gesteine (Gneisse) in flach linsenförmigen Lagern erscheinen, und also das Gesammtgebirge als ein System ineinander geschobener flacher Gesteinslinsen sich darstellt, in welchem der Mineralbestand und die Gesteinsstructur sowohl in horizontalem wie verticalem Sinne einer raschen und wiederholten Änderung unterliegt.

Alle diese Körper- und Verbandformen würden sich künstlich nachahmen lassen, wenn man etwa Platten, Kugeln und willkürlich gestaltete Massen plastischer Substanzen von verschiedenen Dimensionen gleichzeitig durch ein Walzwerk laufen liesse. Sie würden sämmtlich unabhängig von ihrer ursprünglichen Form das Walzwerk als ein System paralleler Platten oder Linsen verlassen.

Die Structur der krystallinen Schiefer.

§ **347.** Die Structur der krystallinen Schiefer als solche ist ebenso, wie diejenige der Eruptiv- und Schichtgesteine nichts Anderes als das Gepräge, welches ihr stofflicher Bestand durch ihre geologische Erscheinungsform erhielt. Die letztere empfingen die krystallinen Schiefer durch dynamische Vorgänge in der festen Rinde unserer Erde bei niederer oder höherer Temperatur, d. h. in höheren oder tieferen Niveaus der Erdrinde; ihre Structur ist daher in erster Linie charakteristirt durch eine Parallelordnung der Gemengtheile, derzufolge der Hauptbruch und Querbruch in ähnlicher Weise verschieden sind, wie bei den Schichtgesteinen. Diese Parallelordnung, also der Unterschied von Haupt- und Querbruch, kann mehr oder weniger vollständig dort fehlen, wo sich unter der Einwirkung des Druckes eine vollkommene Neuordnung der Substanz, eine Umkrystallisation, vollzog, wie z. B. bei gewissen Gliedern der

Kalkreihe (Granatfels und Verwandtes) oder bei manchen ursprünglich eruptiven Lagergesteinen (Eklogit, Amphibolit u. s. w.).

Ein eigenthümlicher Zug in den Structurverhältnissen der krystallinen Schiefer, wodurch diese sich von der Structur aller andern Gesteine unterscheiden, ist dadurch bedingt, dass zur Zeit, in welcher ihnen der Gebirgsdruck ihre Structur aufprägte, bereits in ihnen eine bestimmte Structur (Schichtstructur oder Eruptivstructur) vorhanden war. Da nun die Bildung der krystallinen Schiefer eine Umbildung in starrem Aggregatzustande war, so blieben bald deutlicher, bald verhüllter, bald in grösserer, bald in kleinerer Ausdehnung Reste der ursprünglichen Structurform erhalten. Dieser Umstand in Verbindung mit der chemischen Beschaffenheit der krystallinen Schiefer ermöglicht die richtige Deutung ihres ursprünglichen Zustandes. Man kann nicht unpassend die Structur der krystallinen Schiefer mit einem Palimpsest vergleichen; wie hier über eine ursprüngliche Schrift eine neue übergeschrieben wurde, so ist über die ursprüngliche Structur eine neue gewissermaassen übergedruckt.

§ **348.** Der Gebirgsdruck hat in den krystallinen Schiefern eine Parallelordnung dadurch zum Ausdruck gebracht, dass er die blättrigen und stengligen Gemengtheile mit der grösseren Fläche senkrecht zur Druckrichtung stellte, die stengligen oft zugleich unter Ordnung ihrer Längsaxen (Streckung) in paralleler Richtung. Damit ist sehr allgemein eine bald mehr, bald weniger vollkommene Sonderung der verschiedenen Gemengtheile in verschiedene Lagen verbunden, je nachdem sie leichter oder weniger leicht auf den Druck und die dadurch bedingte gleitende Bewegung reagirten, und so entsteht ein tausendfacher Wechsel stofflich verschiedener Lagen in einer ursprünglich vielleicht ganz homogenen Masse, die mit schichtiger Wechsellagerung stofflich verschiedener Lagen nichts gemein hat. Schichtige Wechsellagerung und druckschiefriger Lagenwechsel unterscheiden sich im Allgemeinen leicht dadurch, dass bei der ersten die Grenzfläche schärfer und continuirlicher, bei der letzten weniger präcis und ausgedehnt ist. Daher der häufige Übergang von sogen. schiefriger Structur in flasrige.

Mit dieser Neuordnung des Mineralbestandes sind in manchen Fällen auffallende mechanische Deformationen der Gemengtheile verbunden, wie dieses bei der Dynamometamorphose der Eruptivgesteine beschrieben wurde, in andern Fällen treten diese Deformationen stark zurück oder scheinen ganz zu fehlen. Zweifelsohne spielen bei diesem Vorgange die Gleitflächen der Mineralien eine bedeutsame Rolle, die noch nicht die gebührende Beachtung gefunden hat. Im Allgemeinen

kann man sagen, dass mechanische Deformationen um so verbreiteter und ausgeprägter auftreten, einerseits je höher das geologische Niveau ist, in welchem die Metamorphose sich vollzog, andererseits je geringer der Wechsel im Mineralbestand dabei war. Die tiefsten Horizonte der krystallinen Schiefer und die völlig umkrystallisirten Gesteine entbehren der mechanischen Deformation oft vollständig. Die höheren Horizonte sind infolge ihrer niederen Temperatur und geringeren verticalen Belastung Regionen der Umformung durch Druck und mit Bruch, die tieferen infolge ihrer höheren Temperatur und Belastung solche bruchloser Umformung.

Die Hauptformen der durch den Druck neu hervorgerufenen Structuren im Gebiet der krystallinen Schiefer sind 1) die schiefrige, 2) die flasrige, 3) die Lagenstructur. Bei der schiefrigen Structur ist die Sonderung der Gemengtheile in continuirliche und vielfach wiederholte dünne Lagen eine sehr weitgehende; so wechseln beim Gneiss dünne Lagen von Glimmer mit solchen von Feldspath und Quarz, beim Kalkglimmerschiefer solche von Calcit und Glimmer. Der Hauptbruch ist mehr oder weniger ebenflächig und man sieht darauf nur eine Lage; auf dem Querbruch zeigt sich der Wechsel der parallelflächigen Lagen in deutlicher Weise. — Bei der flasrigen Structur hat die Sonderung der Gemengtheile sich so vollzogen, dass die einen in dickeren oder dünneren bis sehr dünnen Linsen sich sammeln, während die andern diese in gewundenen Lagen umhüllen und verweben. Der Hauptbruch ist nicht ebenflächig und zeigt wesentlich nur den Bestand der gewundenen Lagen; auf dem Querbruch erkennt man den Wechsel der mehr oder weniger gestreckten Linsen und ihrer Umhüllungen. – Bei der Lagenstructur ist die Sonderung der Gemengtheile eine weniger vollkommene; alle Gemengtheile treten in allen Lagen auf, aber in verschiedener Häufigkeit. Haupt- und Querbruch lassen alle Gemengtheile erkennen, aber die Parallelordnung ist weit deutlicher auf dem Quer- als auf dem Hauptbruch.

Diese drei Hauptstructurordnungen zeigen durch Verschiedenheit der Korngrösse, durch Wechsel in den Mengenverhältnissen der einzelnen Gemengtheile und durch Ebenflächigkeit oder Biegung und Faltung der Structurflächen eine grosse Mannichfaltigkeit in den Einzelheiten der Erscheinung.

In sehr überraschender Weise bewirkt der Druck in solchen krystallinen Schiefern, welche weitgehende Umkrystallisation erfuhren, oft eine bestimmte Art der sphärischen Anordnung der Gesteinsgemengtheile, die man nach nahe verwandten Erscheinungen im Olivingabbro (S. 158) als kelyphitische oder Ocellarstructur bezeichnen kann. Dabei bildet ein bestimmter Gemengtheil ein Structurcentrum,

um welches sich die andern Gemengtheile bald in concentrischen Lagen, bald in radial gerichteten Stengeln ordnen. Nicht selten zeigen sich dabei innerhalb der Schalen, die den Structurkern umgeben, parallele Orientirung der Schalengemengtheile oder eine Art gesetzmässiger, gegenseitiger Durchdringung. Auch erkennt man oft deutlich eine Zunahme der Schalen auf Kosten des Kerns bis zu vollständigem Verschwinden dieses. Solche kelyphitische Structuren finden sich in den verschiedensten krystallinen Schiefern, in Gneissen, Glimmerschiefern, Hornblendeschiefern, Eklogiten, Serpentinen u. s. w.

§ 349. Eine bezeichnende Eigenthümlichkeit, die jeder echten Schieferstructur anhaftet, liegt in dem Fehlen jener gesetzmässigen Reihenfolge der Mineralbildungen, welche die Eruptivgesteine so deutlich erkennen lassen. Ihr Mineralbestand entwickelte sich eben nicht aus gemischten Lösungen, sondern in der starren Masse, in der keine Mischung möglich war. Das drückt sich darin aus, dass man jene stufenweise absteigende Vollkommenheit des Idiomorphismus bis zu hypidiomorpher und allotriomorpher Formenbildung vermisst. Doch ist es nicht ausgeschlossen, dass in ziemlicher Verbreitung gewisse Gemengtheile eine krystallographische Begrenzung aufweisen, so z. B. die Feldspathe, der Granat, Epidot u. s. w. — Dass aber hieraus kein Schluss auf höheres Alter eines idiomorphen Gemengtheils gezogen werden dürfe, ergiebt sich aus der Thatsache, dass solche idiomorphe Gemengtheile sehr oft als Einschlüsse die mit ihnen verbundenen allotriomorphen Gemengtheile enthalten. Das ist ein Structurverhältniss, wie es in gleicher Ausbildung bei den Contactgesteinen sich findet (man denke an die idiomorphen Cordierite, Andalusite u. s. w. dieser); und in Wirklichkeit hat die normale Structur der krystallinen Schiefer den Charakter der Hornfelsstructur. Bei feinem Korn tritt das bei allen krystallinen Schiefern, auch bei Gneissen, deutlich hervor; bei grobem Korn ist diese Structurverwandtschaft mehr oder weniger verschleiert. — Die grösseren einsprenglingsartigen Gemengtheile der krystallinen Schiefer unterscheiden sich von den wirklichen Einsprenglingen der Eruptivgesteine auffallend dadurch, dass ihre Einschlüsse nicht nach den Krystallisationsgesetzen des Wirthes geordnet sind, also nicht auf Anwachsschalen liegen, sondern dieselbe Anordnung zeigen, wie im Gestein, so dass also die Gesteinslagen gewissermassen ungehindert durch die Pseudo-Einsprenglinge hindurch gehen: — ein sicherer Beweis für die Mineralneubildung in starrer Gesteinsmasse und für die Gleichzeitigkeit der verschiedenen Mineralbildungen.

§ 350. Ebensowenig wie man von einer gesetzmässigen Reihen-

folge der Mineralbildungen bei krystallinen Schiefern sprechen kann, lässt sich eine porphyrische Structur im wahren Sinne des Wortes bei ihnen nachweisen; sie entbehren durchaus einer Wiederkehr derselben Mineralbildungen in zeitlich verschiedenen Abschnitten der Gesteinsbildung, dagegen ist eine pseudoporphyrische Structur, d. h. ein rein äusserlicher Gegensatz von scheinbaren Einsprenglingen und scheinbarer Grundmasse weit verbreitet. Da den scheinbaren Einsprenglingen sehr allgemein die idiomorphe Begrenzung fehlt, sie vielmehr die Form rundlicher bis ovaler oder scheibenförmiger Körper haben, so heisst diese Structur Augenstructur. Solche scheinbare Einsprenglinge haben sehr verschiedenen Ursprung; bald sind es authigene Gemengtheile von auffallend grösseren Dimensionen, bald sind es der Kataklase entgangene grössere Gemengtheile des ursprünglichen Tiefengesteins, bald sind es wirkliche Einsprenglinge oder grosse Sphärolithe eines ursprünglichen porphyrischen Gesteins, bald sind es Gerölle eines ursprünglichen Conglomerats.

§ 351. Von denjenigen Structurformen, die in den krystallinen Schiefern zwar eine weite Verbreitung haben, aber nicht diesen Gesteinen als solchen zukommen, sondern Überbleibsel aus einem früheren Zustande sind, verdienen schon hier erwähnt zu werden die eigentliche porphyrische und die echte granophyrische Structur der Tiefengesteine, die Schichtstructur und die Conglomeratstructur der Sedimente. Die ersten beiden bedürfen keiner Erläuterung. Die Schichtstructur bekundet sich besonders deutlich dadurch, dass der Bestand der verschiedenen alternirenden Lagen eines krystallinen Schiefergesteins als Gesammtheit keine mögliche geologische Stoffeinheit bildet. So findet man z. B. krystalline Schiefer, die aus wechselnden Lagen bestehen, deren eine vorwiegend aus Glimmer mit oder ohne Quarz, deren andere aus Hornblende, Granat, Pyroxen als wesentlichen Gemengtheilen bestehen. — Eine Conglomeratstructur giebt sich dadurch kund, dass rundliche bis linsenförmige Gesteinstheile von geringen Dimensionen und ganz heterogenem Mineralbestande mehr oder weniger unvermittelt neben- und übereinanderliegen oder miteinander verwoben sind; gelegentlich ist in solchen Gesteinen noch die unveränderte Geröllform und die alte Geröllloberfläche deutlich zu erkennen.

Die normalen Schieferstructuren erleiden in gewissen Fällen eine weitere Änderung durch nochmalige Faltung in späterer Zeit, welche die vorhergewordene Parallelordnung wieder zerstört, wie z. B. in manchen Gneissen des Berner Oberlandes, und den Schein einer richtungslosen granitischen Structur erzeugt. Auch die contactmetamorphosirende Einwirkung jüngerer Eruptivgesteine, welche in ein krystallines

Schiefersystem eindrangen, vermag die normale Structur zu modificiren, wie in gewissen Kinzigitgneissen des Schwarzwaldes.

Die Classification der krystallinen Schiefer.

§ 352. Die grosse Hauptmasse der krystallinen Schiefer bildet das Grundgebirge; gegen dieses treten die im Niveau fossilführender Formationen erscheinenden krystallinen Schiefer an Masse sehr zurück. Im Grundgebirge wieder sind die Gneisse die unbedingt herrschenden Gesteine, denen allein man den oben betonten Charakter der Allverbreitung um die ganze Erde zuschreiben kann. Stofflich mit den Gneissen verwandt oder identisch, und wesentlich nur durch Korngrösse, Habitus und gewisse Eigenthümlichkeiten im Mineralbestande von diesen unterschieden sind die Granulite und die Hälleflinten. — Durch Zurücktreten der Feldspäthe entwickeln sich aus den Gneissen die Glimmerschiefer. — In schichtenartigem Wechsel mit Gneissen und Glimmerschiefer erscheinen die Quarzitschiefer. — Alle andern krystallinen Schiefer, wie Talkschiefer und Chloritschiefer, treten nach Art von Einlagerungen im Gneiss und Glimmerschiefer auf. Andere Einlagerungen lassen sich in mehrere Reihen ordnen, die wir als die Reihe der Amphibolgesteine, die Kalkreihe, die Magnesiareihe, die Eisenreihe und die Serpentinreihe bezeichnen. — Der Smirgel gehört ebenfalls hierher.

In den meisten dieser grossen Gruppen von krystallinen Schiefern, welche lediglich durch gleichen oder ähnlichen Mineralbestand zusammengehalten werden, sind genetisch grundverschiedene Gesteine zusammengefasst. Daher sind sie nicht natürliche, sondern künstliche Reihen. Zur Umgestaltung dieser künstlichen Gruppen in natürliche fehlt zur Zeit noch einerseits die erforderliche Breite der Erfahrung, andererseits die Reife des Urtheils und damit das Bedürfniss nach Reform in weiteren Kreisen. Im Folgenden wird der Versuch gemacht, die Basis für eine solche Reform zu schaffen.

In keinem Gebiete der Gesteinslehre begegnet eine präcise Darstellung unserer Kenntnisse und ihre logische Ordnung solchen Schwierigkeiten, wie bei den krystallinen Schiefern. Es fehlt allenthalben an der nöthigen Klarheit der Begriffe und damit der Nomenclatur. Eine solche wie durch einen Schöpfungsact hervorzuzaubern, ist unthunlich; sie muss und wird sich historisch entwickeln mit fortschreitender allgemeiner Erkenntniss und dann aus dem gefühlten Bedürfniss herauswachsen.

Die Familie der Gneissgesteine.

§ 353. Das Wort Gneiss ist slavischen Ursprungs und soll etwa „faul", „verrottet" bezeichnen; es stammt aus der Bergmannssprache des Erzgebirges und bezog sich wohl ursprünglich auf einen gewissen Zustand der Zersetzung (nicht Verwitterung), welcher manchen Gneissen in der Nähe der Erzgänge des Freiberger Reviers anhaftet.

Ursprünglich wurde der Name Gneiss nur solchen krystallinen Schiefern gegeben, welche bei schiefriger Structur im weiteren Sinne die mineralische Zusammensetzung der Granite und Granitite hatten, d. h. aus Orthoklas, Quarz und Glimmer bestanden, und braucht man das Wort Gneiss im engeren Sinne, so hat es noch heute die Bedeutung von Glimmergneiss. Nach und nach lernte man gneissartige Gesteine kennen, die statt des Glimmers Hornblende- oder Pyroxenmineralien, Graphit u. s. w. führten, und gab diesen die Namen Hornblendegneiss, Augitgneiss, Graphitgneiss u. s. w. Dabei wurde auch z. Th. auf den Quarz als wesentlichen Gemengtheil kein allzugrosses Gewicht gelegt, so dass man auch quarzfreie Glieder der Gneissreihe acceptirte. Ebenso stellte sich heraus, dass es Gneissgesteine gäbe, deren Feldspath nicht Orthoklas, sondern Albit war und so entstand die Gruppe der Albitgneisse.

Geologisch war es für den Gneiss bestimmend, dass seine Heimath im Grundgebirge zu suchen sei. Allerdings glaubte man früher schon Gneisse zu kennen, die nicht dem Grundgebirge angehörten, sondern über fossilführenden Schichten lagen und unterschied danach sogen. Fundamentalgneiss und jüngere Gneisse; doch liess sich später für fast alle diese Vorkommnisse von jüngeren Gneissen darthun, dass ihre höhere Lage nur eine scheinbar höhere sei, in die sie durch Überkippung oder Überschiebung gerathen seien und man kehrte zu der Ansicht zurück, dass nur im Grundgebirge echter Gneiss zu finden sei. Neuere Untersuchungen haben indessen das Auftreten von Gneissen ausserhalb des Grundgebirges über jeden Zweifel hinaus ebenso fest begründet, wie sie die Mythe von dem nothwendig hohen Alter der Tiefengesteine zerstört haben. Somit bedeutet das Wort Gneiss im weiteren Sinne heute nur einen bestimmten, schwer definirbaren Zustand feldspathreicher und meistens quarzhaltiger krystalliner Schiefer, dessen hauptsächlichste Merkmale in dem phaneromeren Korn, holokrystallinen Gefüge und in der deutlichen Parallelstructur zu sehen wären. Obschon nun diese Merkmale in vollster Ausdehnung auch den fluidalstruirten und den dynamometamorphen jüngeren eruptiven Graniten und verwandten Gesteinen zukommen, besteht doch eine offenbare und berechtigte Abneigung, auch diesen den Namen Gneisse zu geben. Man nennt sie lieber Granite, Diorite u. s. w. mit Parallelstructur oder schiefrige Granite, schiefrige Diorite u. s. w.

§ 354. Die Glimmergneisse sind im weitesten Sinne krystalline Schiefer, welche phaneromer aus Feldspath, Quarz und Glimmermineralien als wesentlichen Gemengtheilen aufgebaut werden, neben denen Eisenerze, Apatit und Zirkon als Übergemengtheile und eine beträchtliche Zahl anderer Mineralien als Nebengemengtheile erscheinen. Die weiteste Verbreitung

haben als solche die **Hornblende**, der **Granat**, der **Cordierit** und seine Umwandlungsproducte, der **Sillimanit** (Faserkiesel), der **Turmalin**, der **Titanit**, der **Orthit** und **Kohlemineralien**.

Von Feldspäthen kennt man in den Glimmergneissen Orthoklas, Mikroperthit, Mikroklin, Mikroklinmikroperthit, Oligoklas, Andesin und Albit. — Der Orthoklas (Analyse 1 und 2), von meistens weisser oder röthlicher Farbe wie in den Graniten, bildet sehr selten idiomorphe Krystalle, häufiger rundliche bis linsenförmige grössere Individuen, am häufigsten wohl ein allotriomorphes, angenährt gleichkörniges Gemenge mit Quarz. Wo er durch seine Dimensionen hervortritt, zeigt er oft die Karlsbader Zwillingsbildung, seltener da wo er in annähernd gleichem Korn mit Quarz gemengt ist. Eine Durchwachsung mit Albit in regellos verlaufenden Schnüren ist sehr verbreitet, ebenso die als Mikroperthit bekannte gesetzmässige Verwachsung. Bei dieser wurde mehrfach die Anordnung der Albitplatten nach der Querfläche und nach dem Orthodoma 2P∞($\bar{2}$01) nachgewiesen. — Mikroklin und Mikroklinmikroperthit, soweit bisher bekannt ausnahmslos mit Gitterstructur, begleiten oft den Orthoklas und ersetzen ihn in manchen Vorkommnissen vollkommen, die man dann Mikroklinglimmergneisse nennen kann. — Allenthalben werden in allerdings sehr wechselnder Menge diese Alkalifeldspäthe von Oligoklas (Analyse 5) oder Andesin begleitet, der dieselben Formen besitzt wie die Alkalifeldspäthe. Die Menge der Kalknatronfeldspäthe wächst durchgehends mit der Menge des dunklen Glimmers und der diesen oft begleitenden Hornblende, bis er mehr oder weniger beträchtlich über die Kalifeldspäthe vorherrschen kann. In Gneissen ohne oder mit nur sehr spärlichem dunklem Glimmer tritt der Kalknatronfeldspath sehr in den Hintergrund und verschwindet nahezu vollständig, wie auch die Analysen bestätigen. — Alle Eigenschaften dieser Feldspäthe sind dieselben wie in den granitischen Gesteinen der Kalk-Alkalireihe, auf deren Beschreibung verwiesen sei. Auch die Verwitterungserscheinungen sind durchweg dieselben; sie liefern Muscovit oder Kaolin, neben welchen sich aus den Kalknatronfeldspäthen auch Calcit oder Epidot entwickelt. — Eine Sonderstellung unter den Feldspäthen nimmt der Albit ein. In manchen Glimmergneissen (Orthogneissen) kommt er gelegentlich in linsenförmigen Ausscheidungen vor (Analyse 4), die fast immer eine ins Auge fallende weisse Farbe haben, während er gewöhnlich vollständig fehlt. In gewissen Gneissen (Albitgneissen) ist er der alleinige Feldspath, neben dem kein Plagioklas und kein oder doch nur sehr untergeordneter Kalifeldspath erscheint. Dann hat er weisse oder grünliche Farbe (durch eingeschlossene Glimmer- und Chloritblättchen), ist nicht allzuselten idiomorph, häufiger aber linsenförmig gerundet und zeigt nur sehr selten die polysynthetische Zwillingsbildung, sondern besteht entweder nur aus zwei Individuen von oft auffallend gleichen Dimensionen, oft auch so, dass die eine Hälfte sehr klein ist im Vergleich zur andern oder es fehlt ihm jede Zwillingsbildung. Dieser reine Albit (Analyse 3) ist sehr widerstandsfähig gegen Verwitterungsvorgänge.

Der Quarz von grauer oder weisser, auch röthlicher (durch Fe_2O_3), selten bläulicher Farbe ist nur da gelegentlich idiomorph, häufiger aber rund oder eiförmig, wo er im Feldspath eingewachsen ist, sonst erscheint er bald in allotriomorph-körnigem Aggregat mit Feldspath, bald allein in lang-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
SiO_2 .	64,83	66,22	69,69	66,99	63,58	37,50	37,06	34,70	36,62	37,67	46,74	50,77	51,80	47,84	47,69	47,72	48,07
TiO_2 .	—	—	—	—	—	3,06	3,64	4,58	3,03	—	1,52	0,30	—	1,72	0,11	0,18	—
Al_2O_3 .	18,31	19,13	18,60	18,40	21,97	17,87	16,78	17,17	14,37	18,79	32,56	26,29	25,78	29,98	28,30	25,96	7,34
Fe_2O_3 .	Sp.	Sp.	—	0,76	Sp.	12,93	6,07	2,11	4,04	6,48	1,55	3,28	5,02	2,91	1,02	1,76	9,65
FeO .	—	—	—	—	—	9,95	15,37	19,05	17,09	15,28	0,92	3,60	2,25	1,12	3,88	6,55	12,78
MnO .	—	—	—	—	—	0,20	Sp.	0,50	0,40	—	—	—	0,41	—	—	—	1,07
MgO .	Sp.	0,21	0,20	0,21	—	10,15	9,02	9,52	9,68	9,72	1,18	0,89	2,12	2,02	2,72	2,30	8,95
CaO .	0,42	1,10	Sp.	0,90	3,10	0,45	0,57	—	1,48	—	1,02	0,15	0,28	0,05	—	—	8,28
Na_2O .	2,29	1,01	10,28	12,10	8,86	3,00	2,86	1,24	0,45	1,92	—	—	1,22	—	1,87	1,70	1,13
K_2O .	13,31	12,33	0,40	0,74	2,18	0,83	5,96	8,91	8,20	8,93	10,37	10,56	6,66	9,48	9,06	10,18	1,73
H_2O .	0,30	0,09	0,42*	—	0,77	3,48	3,77	3,56	3,26	2,33	3,55	4,40	4,79	4,40	4,07	3,42	2,00
Sa. . .	99,83	100,09	100,03	100,10	99,96	99,42	101,10	101,54	99,95	101,12	99,41	100,24	100,33	99,52	98,72	99,77	101,00
Sp. G. .	—	—	—	2,61	—	—	—	—	—	3,042	—	—	—	—	2,85-2,89	2,87-2,92	—

* Glühverlust.

1. Orthoklas aus Freiberger Normalgneiss. (Mit 0,37 BaO.) Beihilfe Erbstolln bei Halsbrücke. Freiberg. Sachsen. Sehr rein, mit Scheideflüssigkeit isolirt.
2. „ aus Freiberger grauem Gneiss. Grube Himmelsfürst bei Freiberg. Sachsen; mechanisch ausgelesen.
3. Albit aus Albitgneiss (Albite Schist). (Mit 0,44 C.) Hoosac Mountain. Green Mountains. Mass. U. S. A.
4. „ Augenartige Ausscheidungen im sogen. Drehfelder Gneiss. Rothschönberger Stolln bei Reinsberg. Erzgebirge.
5. Oligoklas aus Freiberger Normalgneiss. Beihilfe Erbstolln bei Halsbrücke. Freiberg. Nach Abzug des mechanisch beigemengten Quarzes; durch Scheideflüssigkeit isolirt.
6. Biotit aus Freiberger Normalgneiss. Klein Waltersdorf. Erzgebirge.
7. „ aus Freiberger grauem Gneiss. Grube Beschert Glück bei Brand. Erzgebirge.
8. „ aus Freiberger Normalgneiss. (Mit 0,20 Fl.) Beihilfe Erbstolln bei Halsbrücke. Freiberg. Sachsen.
9. „ braun, aus Pyroxengneiss vom Südufer des Mokelumne River, 1 km stromaufwärts von der Mündung des Bear River. Blatt Big-Trees. Sierra Nevada. U. S. A. (Mit 0,33 BaO, 0,90 hygroskop. Wasser, 0,10 Fl, Spur SrO und Li_2O.
10. Biotit aus Gneiss des Renchthals. Schwarzwald.
11. Muscovit (2E = 38° 30′ ungefähr). Aus Freiberger Normalgneiss. Beihilfe Erbstolln bei Halsbrücke. Freiberg. Sachsen.
12. „ (2E sehr klein) aus rothem Gneiss; graugrün. Zwischen Gablenz und Hohenlinden bei Freiberg. Sachsen.
13. „ (2E sehr klein) aus rothem Gneiss; licht. Neuhohenlinden bei Freiberg. Sachsen.
14. „ (mit sehr grossem 2E), licht-tombackbraun, grossblättrig. Aus Gneiss vom Bär Flachen. Grube Himmelsfürst bei Freiberg. Sachsen.
15. „ licht graugrün, in dünnen Blättchen farblos; scheinbar einaxig; mit Rutilmikrolithen; spectralanalytisch Li und Ca nachgewiesen. Aus Gneiss des Rheinwald-Horn-Massivs. Schweiz.
16. „ dunklergrün, 2E = 52°, mit Rutil- und ? Turmalin-Mikrolithen. Ebendaher.
17. Hornblende, grün aus Gneiss (Schapbachgneiss). Wildschapbachthal. Schwarzwald.

gezogenen Linsen, soweit er eigentlicher Gesteinsgemengtheil ist. Wo er grössere Körner bildet, ist der muschlige Bruch und der Fettglanz auf der Bruchfläche wohl erkennbar: wo er in feinkörnigen Aggregaten erscheint, sind diese Eigenschaften wenig deutlich. Er ist dann weiss und zuckerkörnig. Phänomene der Kataklase sind, ebenso wie bei den Feldspäthen, verbreitet. Die Mikrostructur ist in vielen genau die des Granitquarzes; in andern Vorkommnissen fällt die Häufigkeit eingeschlossener rundlicher Glimmerscheibchen und rundlich eckiger Feldspathkörner auf. — Granophyrische Verwachsungen von Quarz mit Feldspath sind verbreitet in den Orthogneissen, werden indessen auch in Paragneissen gelegentlich beobachtet.

Der dunkle Glimmer oder Biotit ist nicht idiomorph, sondern bildet bald vereinzelte rundliche Schuppen oder unregelmässige Blätter, bald langgezogene Striemen, bald zusammenhängende Häute, die aus vielen über- und aneinander gereihten Blättern bestehen. Er ist schwarz, braun oder dunkelschwärzlichgrün im auffallenden und braun oder seltener grün im durchfallenden Lichte. Die Analysen 6—10[1] zeigen seinen hohen Eisenreichthum und seine Zugehörigkeit zu oder doch Verwandtschaft mit Lepidomelan; der meistens beträchtliche Gehalt an TiO_2 bedingt die oft reichliche Ausscheidung von Rutilnädelchen (seltener Anatas oder Brookit) bei Verwitterungsvorgängen. Seine Eigenschaften sind die gleichen wie im Granit und Diorit, ebenso die Verwitterung im Allgemeinen. Doch tritt hier eine gewisse Eigenart im Verhalten oft auffallend hervor. Sofort mit beginnender Verwitterung scheidet sich Eisenoxydhydrat in grosser Menge aus und überzieht und durchdringt alle Gemengtheile, sowie die Absonderungsflächen und Klüfte des Gesteins, welches hiervon röthlichbraun gefärbt erscheint. Der Biotit selbst behält seine Gestalt, wird aber mehr oder weniger vollständig gebleicht und muscovitähnlich oder talkähnlich. Die Verwechslung mit Talk ist um so leichter, als das Mineral sich wie dieser fettig anfühlt. Genauere Untersuchungen solcher gebleichter Biotite fehlen. Der Biotit liegt meistens in der Structurebene des Gneiss, doch stellt er sich in manchen Vorkommnissen auch quer oder senkrecht zu dieser, besonders dort wo jüngere Tiefengesteine contactmetamorphosirend einwirkten. — Der Muscovit, weiss, gelblich, hellgrün bis sattgrün, auch lichtbräunlich, ist weit häufiger als in den Tiefengesteinen, nie idiomorph, sondern in Schuppen, unregelmässigen Blättern und Rosetten, aber auch in langen Striemen und continuirlichen Häuten ausgebildet, gern mit Biotit vergesellschaftet, auch gesetzmässig mit diesem verwachsen, wie in den Graniten. Wie aus der Legende der Analysen 11—16 ersichtlich, treten offenbar zweierlei helle Glimmer auf, einer mit dem normalen grossen Axenwinkel des Muscovit, einer mit kleinem bis sehr kleinem Winkel der optischen Axen; der letztere erinnert an die hellen Glimmer vieler Phyllite und Sericitgesteine. Sehr gern umschliessen die Muscovite der Gneisse Rutilnädelchen und Eisenglanztäfelchen, auch Turmalinsäulchen. Die beiden ersten Arten der Einschlüsse kommen wohl auch in den Analysen zu deutlichem Ausdruck. — Verwitterungsphänomene sind am Muscovit unbekannt. — Bald ist in den Gneissen nur Biotit, bald nur Muscovit, bald sind beide vorhanden; danach hat man unterschieden die Biotitgneisse, die Muscovitgneisse und die Zwei-

[1] Auffallend ist in Analyse 6 der niedrige Gehalt an K_2O.

glimmergneisse. Es wäre unzutreffend, wollte man diese genau mit den Typen Granitit, Aplit und Granit parallelisiren.

Wo die Hornblende in Glimmergneissen vorkommt, bildet sie prismatische Individuen ohne terminale Krystallflächen, die mit grüner Farbe durchsichtig werden und den Charakter der granitischen, syenitischen und dioritischen Amphibole besitzen. Die einzige Analyse solcher Hornblende (Analyse 17) stimmt hiermit, wenn man von dem ungewöhnlichen Gehalt an MnO absieht, der kaum allgemein anzunehmen sein dürfte.

Apatit bildet schlanke, seltener kurze und dicke Säulen, wie in den granitischen Gesteinen, oder auch wohl rundliche und eiförmige Körner. — Auch der Zirkon ist bald in denselben idiomorphen Individuen wie in Eruptivgesteinen ausgebildet, bald zeigt er deutliche Abrundung bis zur Körnerform. Die abgerundeten Formen des Apatit und des Zirkon sind ganz wesentlich auf die Paragneisse beschränkt. — Die Eisenerze sind theils Magnetit, theils Eisenglanz und haben oft einen Titangehalt.

Von den häufigeren Übergemengtheilen ist der Orthit stets idiomorph in pechschwarzen, prismatischen oder tafelförmigen Krystallen, die im Gestein oft durch einen Rahmen von rothem Eisenoxyd auffallen, bisweilen auch von einem Pistazitmantel verhüllt werden, Turmalin und Titanit bald idiomorph, bald ohne gesetzmässige Begrenzung. — Der Sillimanit, immer in schlanker säulenförmiger Ausbildung, bildet selten einzelne grössere Individuen, weit öfter parallelstenglige oder -fasrige Aggregate, die oft in ausgedehnten Strängen in scheinbarer fluidaler Ordnung gerichtet sind, oder er erscheint in flachlinsenförmigen Massen und, besonders auf Verschiebungsflächen, in dünnen Häuten ganz durchwachsen mit Quarz, also in dem als Faserkiesel bekannten Aggregat. Er kommt in allen Gneissen vor, am häufigsten in gewissen Paragneissen, wo er der ursprünglichen Thonsubstanz seinen Ursprung verdankt; die Gleichung Kaolin = Sillimanit + Quarz + 2Wasser ($H_4Al_2Si_2O_9 = Al_2SiO_5 + SiO_2 + 2H_2O$) erklärt seine stete Vergesellschaftung mit Quarz in diesem Falle. In den Orthogneissen wächst der Sillimanit sehr oft vollkommen erkennbar aus dem Biotit hervor und pflegt dann nicht als Faserkiesel ausgebildet zu sein. — Der Granat in den Gneissen ist bald idiomorph und zwar in der Form des Ikositetraëders, seltener des Rhombendodekaëders, häufiger aber in runden Körnern ausgebildet; sehr gern durchwachsen mit Feldspath, auch vergesellschaftet mit Sillimanit. Auch in Perimorphosen kommt er vor, die einen Kern von Feldspath, Quarz und andern Mineralien enthalten. Nach den Analysen gehört er zum Eisenthongranat und zum Almandin. Das erklärt sich in den Orthogneissen leicht durch seine Entstehung aus dem Biotit, nach der Gleichung 3 Biotit + 4 Quarz = 2 Almandin + 3 Orthoklas + Sillimanit + 3 Wasser, also

$$3\left\{\begin{matrix} H_2KAl_3Si_3O_{12} \\ Mg_2SiO_4 \end{matrix}\right\} + 4SiO_2 = 2(Mg_3Al_2Si_2O_{12}) + 3KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + 3H_2O.$$

— Der Cordierit ist selten frisch und zeigt sich dann in rundlichen bis eckigen Körnern ohne Krystallform, wasserhell, quarzähnlich, bisweilen in polysynthetischen Zwillingen mit lamellarem Bau nach der Prismenfläche, auch gelegentlich blau mit dem bekannten Pleochroismus, gern durchwachsen mit Sillimanitnadeln, auch wohl mit Einschlüssen von grünem Spinell und sehr gern in Gesellschaft von Granat. Er verwittert sehr leicht zu schmutziggrünen, fahlunitähnlichen Massen, die sich bei weiterem Fortgang der Ver-

witterung bräunen, oder zu schmutziggrauem Pinit, der oft durch Eisenglimmerblättchen roth gefleckt ist.

Von kohligen Substanzen kennt man in den Gneissen den Graphit in sechsseitigen oder rundlichen, fast metallglänzenden Scheiben und Blättern oder in feinerer Vertheilung, den Graphitoid in glanzlosen Krümchen und lockeren Anhäufungen oder fein vertheilt in staubförmigen Partikeln. In manchen Gneissen hat die kohlige Substanz sogar das Aussehen noch niedrigerer Formen der organischen Kohle und ist local als stickstoffhaltig erwiesen.

An sogen. zufälligen Übergemengtheilen, die nur selten und local und z. Th. ohne erkennbare gesetzmässige Beziehungen auftreten, wie Korund, Rutil, Andalusit, Disthen, Epidot, Pyrit und anderen Kiesen, Molybdänglanz u. s. w. ist der Gneiss ähnlich reich, wie die Granite.

§ 355. Die chemische Constitution der Glimmergneisse ist eine in hohem Grade wechselnde und lässt sich nicht einheitlich charakterisiren. Mit grosser Deutlichkeit heben sich durch ihren chemischen Bestand die aus Eruptivgesteinen hervorgegangenen Typen — wir wollen sie als Orthogneisse zusammenfassen — von den aus Sedimenten entstandenen — sie mögen Paragneisse heissen — ab. Die dritte grosse Klasse der Gneisse, in denen die Erstarrungskruste der Erde gegeben wäre, ist nicht mit Sicherheit bekannt; es ist anzunehmen, dass sie die Constitution der Orthogneisse hätte. Die folgende Tabelle giebt in den Analysen 1—13 den chemischen Charakter der Orthoglimmergneisse an typischen und zweifellosen Vorkommnissen wieder.

Die drei ersten Analysen beziehen sich auf verschiedene Varietäten des grauen Gneiss des Erzgebirges und die vierte auf den sogen. rothen Gneiss desselben Gebietes. Die Übereinstimmung der ersten Art mit normalen, glimmerreichen Graniten und Granititen ist sprechend und wird durch den Vergleich mit dem Dohnaer Granit (Analyse a) deutlich. Der rothe Gneiss hat die Zusammensetzung der glimmerarmen Granite, welche in den meisten Granitmassiven mit den glimmerreicheren zu geologischer Einheit verknüpft und oft schlierig mit ihnen verwoben auftreten. Zum Vergleich möge dienen Analyse d und die Aplitanalysen auf S. 214. — Dieselbe Combination eines kieselsäureärmeren und glimmerreichen mit einem SiO_2-reichen und glimmerarmen Typus kehrt vielfach wieder, so im Schwarzwald, wie die Analysen 5, 7 und 8 zeigen, in den Penninischen Alpen, wie Analyse 10 und 11, in Skandinavien, wie Analyse 12 und 13 darthun. Der glimmerarme Gneisstypus ist aber z. Th. von echtem Gangaplit abzuleiten, so im besonderen bei dem Antigoriogneiss, wo die ursprüngliche Gangnatur z. Th. deutlich in der Art des Verbandes beider Typen hervortritt. Den angenähert dioritischen Charakter gewisser Gneisse zeigt der Vergleich der Analysen 9 und b. — Ein dritter Typus mit etwa

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	a.	b.	c.	d.
SiO_2 .	68,03	65,14	64,22	75,74	68,21	70,25	75,80	76,10	66,73	65,60	75,32	67,16	74,68	64,20	65,84	69,94	75,31
TiO_2 .	1,33	0,90	1,30	—	0,41	0,27	—	—	0,32	0,40	—	—	—	0,91	0,41	0,41	—
Al_2O_3 .	15,17	14,68	14,34	13,25	15,22	14,47	11,59	11,19	12,23	16,02	13,32	16,74	14,77	15,74	15,23	15,82	13,23
Fe_2O_3 .	1,15	2,48	—	—	0,89	0,85	1,88	1,66	1,31	—	—	2,13	0,54	—	—	—	—
FeO .	3,17	3,98	6,94	1,84	2,88	2,30	Sp.	Sp.	4,18	4,98	2,25	1,96	1,06	6,90	3,35	4,24	1,50
MnO .	—	—	Sp.	0,08	—	—	—	Sp.	—	—	—	Sp.	—	—	0,15	—	—
MgO .	1,31	1,80	2,56	0,39	1,65	1,93	0,22	0,22	1,49	1,11	0,43	1,10	0,35	1,71	2,31	1,26	0,25
CaO .	1,86	2,59	3,20	0,60	2,66	2,64	0,59	0,45	3,25	3,95	0,95	3,96	1,59	2,24	4,74	2,13	0,65
Na_2O .	2,92	2,81	2,82	2,12	4,43	2,82	3,67	3,62	6,14	3,07	2,22	2,83	2,54	2,29	2,96 }	5,73[1]	2,60
K_2O .	4,23	4,07	3,98	4,86	2,47	3,04	5,68	6,91	2,53	3,43	5,09	2,38	4,78	4,40	3,06 }		5,51
H_2O .	0,91	1,57	1,01	1,01	0,84*	0,95*	0,21*	0,18*	0,62	0,48	0,40	0,78	0,65	0,74	0,98	0,47	0,86
P_2O_5 .	0,12	0,09	—	—	0,10	—	—	—	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—
Sa. .	100,20	100,11	100,37	99,89	99,76	99,69	99,64	100,33	99,46	99,04	99,98	99,04	100,96	99,13	99,03	100,00	99,91
Sp. G.	—	—	—	—	—	2,699	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Glühverlust. [1] Aus Verlust bestimmt.

1. Grauer Gneiss von Freiberg im Erzgebirge, sogen. Himmelsfürster Gneiss.
2. Grauer Gneiss von Freiberg im Erzgebirge, sogen. Normalgneiss oder Himmelfahrter Gneiss.
3. Grauer Gneiss von Freiberg im Erzgebirge, sogen. Drehfelder Gneiss. Emanueler Wäsche, rechter Abhang des Muldethals. Augengneiss mit rothem und weissem Feldspath.
4. Rother Gneiss des Erzgebirges. Kleinschirma bei Freiberg.
5. Glimmergneiss mit etwas Hornblende. Wildschapbachthal. Schwarzwald. Zum „Schapbachgneiss“ der geol. Karte des Grossh. Baden gehörig.
6. Orthitgneiss, Glimmergneiss mit etwas Hornblende und Orthit. Ebenda. (Mit 0,17 seltenen Erden.) Zum „Schapbachgneiss“ der geol. Karte des Grossh. Baden gehörig.
7. Glimmerarmer Gneiss mit spärlichen Biotitschüppchen. Ebenda. Zum „Schapbachgneiss“ der geol. Karte des Grossh. Baden gehörig.
8. Granulitgneiss, ident mit 7. Statt des Glimmers sind Granatkörnchen vorhanden Ebenda. Zum „Schapbachgneiss“ der geol. Karte des Grossh. Baden gehörig.
9. Glimmergneiss, sogen. „Weisser älterer Granit“ der geol. Karte des Grossh. Hessen. Backofenberg bei Wallbach. Odenwald. (Mit 0,39 FeS_2, 0,06 hygroskop. Wasser.)
10. Glimmergneiss, sogen. Antigoriogneiss. Crodo im Antigoriothal. Piemont.
11. Glimmerarmer Gneiss. Steinbruch an der Crevola-Brücke an der Vereinigung des Val Antigorio und Val d'Ossola.
12. Grauer grobschiefriger Glimmergneiss. N. von Elletjärn. Stenebysocken. Blatt Baldersnäs. Schweden „Älterer Gneiss.“
13. Grauer feinschiefriger Glimmergneiss. SW. von Krummenäs. Stenebysocken. Blatt Baldersnäs. Schweden. „Älterer Gneiss.“

a. Granit von Dohna in Sachsen.
b. Quarzglimmerdiorit (Banatit). Szaszka. Banat.
c. Granit. Wiese bei Camenz. Lausitz.
d. Granitit (biotitarm). Johanngeorgenstadt. Erzgebirge.

70% SiO_2, welchen Analyse 6 darstellt, ist ebenfalls unter den Graniten vertreten, wie der Vergleich mit Analyse c beweist. Und ebenso wie in den mitgetheilten Analysen Granitgneisse, Aplitgneisse, Quarzglimmerdioritgneisse vorliegen, giebt es Syenitgneisse. Die Analysen 7 und 8 führen hinüber zu einer besonderen Gneissform, die später als Granulit zur Besprechung gelangen wird. — Es bedarf nicht des Hinweises, dass die Berechnung der Orthoglimmergneisse nach Anleitung des § 167 dieselben Gesetzmässigkeiten enthüllt, wie sie bei den Eruptivgesteinen vorhanden sind und dass also eine chemische Bestimmung dieses Typus der Glimmergneisse in allen Unterarten möglich ist. Das specifische Gewicht der Orthogneisse ist das der entsprechenden Tiefengesteine.

Diese Gesetzmässigkeiten fehlen in der chemischen Constitution der aus Sedimenten hervorgegangenen Paragneisse und dieser Umstand unterscheidet und kennzeichnet dieselben gegenüber den Orthogneissen. Wie nun innerhalb der Paragneisse das ursprüngliche Gesteinssubstrat erkannt werden kann, mögen die auf S. 487 und 488 folgenden Beispiele erläutern.

Hier zeigen sich Verhältnisse in dem Gehalt an Alkalien zu Kalk und Magnesia und dieser Stoffe in ihrer Gesammtheit zur Thonerde, des Kalkes zu den Eisenoxyden u. s. w., wie sie kein Eruptivgestein besitzt und nach allen Erfahrungen besitzen kann. Dagegen erkennt man deutlich in den ersten 7 Analysen alle charakteristischen Züge in der chemischen Constitution der Phyllite und Thonschiefer wieder: den hohen Gehalt an Al_2O_3, die Vorherrschaft der MgO über CaO, des K_2O über Na_2O u. s. w. und ein Vergleich dieser Analysen mit der Tabelle für Phyllite (S. 450) und Thonschiefer (S. 442) wird ziemlich zu jeder Gneissanalyse die analoge dort auffinden lassen. Nur ist im Allgemeinen durch die Dynamometamorphose ebenso wie durch die Contactmetamorphose der Wassergehalt verringert. — In Analyse 9 und 10 kehrt sich das Verhältniss von MgO zu CaO um, d. h. sie verweisen auf Kalkthonschiefer als ursprüngliches Substrat, wie ein Vergleich mit Analyse 1 und 2 der Kalkthonschiefer auf S. 445 bestätigt. — Daran schliesst sich Analyse 11 mit zunehmendem Gehalt an ursprünglichen Carbonaten, etwa vom Charakter eines Thonmergels, wie ihn Analyse 4, 8 und 11, S. 437, darstellen. Denselben Charakter haben Analyse 12, 14 und 15, in deren ursprünglichem Bestande der Carbonatgehalt noch etwas höher war; vielleicht auch lag ein an Plagioklas-Detritus reicher Thonschiefer vom Charakter der Analyse 19 auf S. 442 vor. — Ihrem Ursprunge nach würde man diese Gruppe der Paragneisse zutreffend mit dem Namen Pelitgneisse charakterisiren.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO_2 .	63,11	64,44	61,20	59,65	61,96	57,66	58,14	56,80	65,63	58,98	58,53	44,53	61,95	47,76	55,19
TiO_2 .	—	1,70	1,19	0,73	1,66	—	1,50	—	Sp.	Sp.	1,21	—	—	1,61	—
Al_2O_3	21,14	18,18	17,40	15,22	19,73	22,83	18,06	20,75	21,92	23,24	16,70	17,55	14,06	24,59	16,43
Fe_2O_3	—	—	1,20	4,15	—	—	—	6,27	2,64	5,85	2,06	3,38	0,89	3,14	4,23
FeO .	5,79	6,24	5,76	3,07	4,60	7,74	10,72	5,43	2,12	1,00	6,26	12,60	12,30	10,10	7,29
MnO .	—	0,58	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	0,22	—	—	Sp.	—	—	—	—
MgO .	1,81	2,98	2,53	3,22	1,81	3,56	4,11	2,90	0,30	1,19	4,46	5,68	3,15	2,79	4,04
CaO .	0,87	0,67	0,93	0,86	0,35	1,16	1,17	0,94	3,09	5,65	2,34	3,36	2,93	3,68	9,14
Na_2O	1,14	0,46	2,86	2,68	0,79	0,60	0,62	1,08	2,13	2,62	2,92	3,60	0,46	2,23	2,65
K_2O .	2,98	3,19	4,07	3,14	2,50	5,72	3,88	3,96	1,32	1,31	3,22	3,54	2,51	1,68	0,57
H_2O .	3,21*	2,10	2,19*	5,64	1,82	1,50	1,05*	1,11*	1,10	0,76	2,61*	1,66	1,73	1,38	0,91*
P_2O_5 .	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—	0,41	—
Sa. .	100,05	100,54	99,33	100,00	99,55	100,77	99,25	99,44	100,25	100,60	100,78	100,69	99,98	99,97	100,45
Sp. G.	—	2,768	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,00	—	—	—

* Glühverlust.

1. Glimmergneiss, reich an Glimmer, mit Einsprenglingen von Granat und Feldspath. Zwischen Leubsdorf und Eppendorf. Erzgebirge.
2. „ mit viel Cordierit, sogen. Cordieritgneiss. Lunzenau. Sachsen.
3. „ mit Sillimanit und Fahlunit. Unterer Gelbach bei Oberwolfach. Schwarzwald. Zum Renchgneiss der geol. Karte des Grossh. Baden gehörend.
4. „ Bahnhof Waldkirch. Schwarzwald. (Mit 1,59 C.) Desgl.
5. „ feinkörnig, reich an Granat und Sillimanit. St. John de Matha. Seigneurie de Ramsay. Prov. Quebec. Canada. (Mit 4,33 FeS_2.) Wechsellagert mit granatführendem Quarzit.
6. „ sillimanitreich. Westufer des Trembling Lake. Township Joly. Canada. Begleitet körnigen Kalk.
7. Granatgneiss, reich an dunklem Glimmer, arm an Quarz, Orthoklas weiss bis röthlich, Plagioklas hellgrün. SO. von Rönninge. Bezirk Stockholm. Schweden.
8. Granatgneiss. Östlich von Trosa. Schweden.
9. Glimmergneiss. Renchthal bei Freiersbach. Schwarzwald. (Mit Spur BaO.) Zum Renchgneiss der geol. Karte des Grossh. Baden gehörend.
10. „ Renchthal bei Freiersbach. Schwarzwald. (Mit Spur BaO.) Desgl.
11. Kinzigit. Vormthal bei Schenkenzell. Schwarzwald. (Mit 0,47 Graphit.) Zum Kinzigitgneiss der geol. Karte des Grossh. Baden gehörend.
12. „ Vormthal bei Schenkenzell. Schwarzwald. (Mit 0,29 S, 4,33 Graphit und Spuren von Cl, Cu, Bi, Ni, Ba.) Desgl.
13. „ Gadernheim. Odenwald.
14. „ reich an grösseren Granaten; ebenda. (Mit 0,48 FeS_2, 0,12 hygroskop. Wasser.)
15. „Glimmerschiefer". See Mouhijärvi in Suodeniemi. SW. Finland.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	a.	b.	c.	d.
SiO_2 . . .	70,20	73,96	78,90	74,18	74,70	71,96	80,89	70,90	82,38	75,52	79,97	72,56	79,66	70,32
TiO_2 . . .	0,72	—	0,50	0,63	—	—	0,41	—	0,14	—	—	—	—	—
Al_2O_3 . .	14,04	14,14	12,20	8,44	8,88	13,23	8,31	16,14	11,32	14,64	8,62	14,63	9,21	15,59
Fe_2O_3 . .	—	—	2,30	5,98	9,64	1,16	0,58	1,28	0,97	1,42	6,63	2,57	3,57	5,91
FeO . . .	6,84	4,19	—	2,14	—	3,25	2,34	1,99	0,26	0,95	—		0,08	
MnO . .	—	—	—	—	0,50	—	—	0,05	fehlt	—	—	—	Sp.	—
MgO . . .	0,80	1,69	0,75	Sp.	1,87	1,17	1,22	0,81	0,17	0,30	1,52	1,77	0,67	0,86
CaO . .	2,03	3,04	0,25	1,75	1,07	1,71	0,48	5,21	0,22	1,33	0,76	0,66	0,10	0,16
Na_2O . .	0,91	2,93	2,36	1,46	0,42	3,82	2,83	2,34	0,59	0,97	0,64	0,72	0,22	1,30
K_2O . . .	2,98	1,73	0,24	4,59	0,95	2,22	2,00	0,89	1,04	3,53	2,30	4,28	4,49	2,52
H_2O . . .	1,67	1,30*	1,90	0,31	1,05	0,69*	0,92	0,83	2,33	1,06*	—	2,92	1,84*	2,56*
Sa. . . .	100,19	102,98	99,40	99,69	99,08	99,26	99,98	100,44	99,69	99,72	100,44	100,11	99,84	99,22

(b.: 2,57 and d.: 5,91 bracketed for Fe_2O_3 and FeO together.)

* Glühverlust.

1. Glimmergneiss, sogen. Lengefelder Gneiss. Anhöhe südl. vom Himmelschlüsselstolln zwischen Seiffen und Heidelberg. Erzgebirge.
2. Glimmergneiss, sogen. Glimmertrapp. Zwischen Thiemendorf und Metzdorf. Erzgebirge.
3. Muscovitgneiss, Weisssteingneiss GÜMBEL's. Tännig bei Zell im Fichtelgebirge.
4. Glimmergneiss (mit 0,21 Kies), „sehr ähnlich dem grauen Gneiss von Freiberg". Körnelgneiss GÜMBEL's. Schwendreuth bei Wolfstein. Bayr. Wald.
5. Quarzreicher granatführender Gneiss. Darwin's Falls bei Rawdon. Prov. Quebec. Canada. Wechsellagert mit granatführendem Quarzit.
6. Feinkörniger Glimmergneiss, quarzreich, eingelagert im Gneiss der Analyse 3 der vorhergehenden Tabelle. Unterer Gelbach bei Oberwolfach. Schwarzwald. Zum Renchgneiss der geol. Karte des Grossh. Baden gehörend.
7. Feinkörniger Glimmergneiss, quarzitisch. Schapbachthal. Gneisswand oberhalb des Gasthofes zum rothen Ochsen. Schwarzwald. Ebenso.
8. Granatgneiss, granitähnlich. Gråskjär bei Trosa. Schweden.
9. Sogen. Palmer Gneiss. Marquette-Distrikt. Michigan. U. S. A. (Mit 0,09 P_2O_5, 0,18 hygroskop. Wasser.)
10. „Leptit" Sederholm. Mauri in Suoniemi. SW. Finland.

Abweichend davon ist eine andere Gruppe der Paragneisse, deren Zusammensetzung die Analysen 1—10 auf S. 488 darstellen, durch hohen Gehalt an SiO_2, niedrigen und schwankenden Gehalt an Al_2O_3 und den übrigen Bestandtheilen gekennzeichnet. Sie haben durchaus die chemische Natur sehr kieselsäurereicher Schiefer, bezw. diejenige der Sandsteine. So wolle man z. B. die Analyse 4, 5, 7 und 9 vergleichen mit der von S. 442 hier wiederholten Zusammensetzung (a) des rothen Thonschiefers zwischen Rofna und Tinzen im Engadin, 1, 2, 3, 6, 8 und 10 etwa mit der (b) des Dachschiefers von Kupferberg (S. 442), beziehungsweise mit den hier von S. 406 wiederholten Analysen des Unteren Buntsandsteins (c) von Heidelberg und des Phycodenquarzits (d) von Steinach im Fichtelgebirge und andern dort mitgetheilten Analysen. Für diese Abtheilung der Paragneisse wird die Bezeichnung als Psammitgneiss angemessen sein. Es ist selbstverständlich, dass die chemischen Analogien dieser Paragneisse auch in der Tabelle der Chloritoidschiefer S. 453 wieder angetroffen werden, deren Vergleich besonders lehrreich ist mit Beziehung auf die Mannichfaltigkeit der krystallinen Entwicklung chemisch analoger Massen.

So deutlich die chemischen Unterschiede der wichtigsten und verbreitetsten Gneisstypen sind, welche oben absichtlich wenigen charakteristischen Gebieten entnommen wurden, so giebt es doch zahlreiche Zwischenformen und Übergänge, deren Deutung oft schwierig und unsicher wird. Ebenso ist bei der genetischen Deutung eines Gneiss aus seinem chemischen Bestande der Schluss nur dann zwingend, wenn ein Paragneiss vorliegt. Findet man die chemische Zusammensetzung eines Orthogneiss, so ist der Schluss auf ursprüngliches Eruptivgestein wahrscheinlich, aber nicht zwingend, da an und für sich auch Sedimente (Arkosensandsteine) von chemisch recht ähnlicher Zusammensetzung möglich wären. Es ist dann die Structur zur richtigen Deutung heranzuziehen und auch hier muss man nicht zu grosses Gewicht auf Einzelheiten, etwa granophyrische Quarz-Feldspathaggregate, kataklastische Phänomene u. s. w. legen, die ja z. B. aus den präexistenten Gesteinen übernommen werden konnten, sondern auf die Gesammtheit der Erscheinungen. Mit einem Worte, es giebt kein Recept zur Bestimmung eines Gneissgesteins mit Bezug auf seine Abstammung.

§ 356. In den Gneissen sind begleitende Bestandmassen, die nicht zum eigentlichen Gesteinskörper selbst im strengsten Sinne gehören, ziemlich verbreitet. Dahin rechnen wir die oft beträchtliche Ausdehnung gewinnenden Überzüge von sich fettig anfühlendem, weisslichem, gelblichem oder grünlichem Muscovit (Sericit), welche Ablösungs-, Verschiebungs- und Rutschflächen bedecken. In derselben Form treten graphitische oder graphitoidische Überzüge auf. —

Die weiteste Verbreitung haben in den Paragneissen linsenförmige Quarzmassen von wechselnden Dimensionen und Formen, meistens genau in der Structurebene liegend, bisweilen auch mehr oder weniger davon abweichend. Dieselben können sehr verschiedenen Ursprungs sein; so sind es in manchen Fällen alte Gerölle, die einer vollständigen Auswalzung entgingen, in andern Fällen sind es Pseudomorphosen nach ursprünglichen Kalksteinlinsen, wie sie in vielen Thonschiefern verbreitet sind, in wieder andern sind es Ausfüllungen von klaffenden Räumen, die bei der Gesteinsfaltung entstanden. Diese sind am sichersten daran zu erkennen, dass der Quarz oft deutlich stenglige Aggregate bildet, die centripetal von den Wänden des Hohlraums nach innen gewachsen sind. Alte Gerölle haben geringen Zusammenhang mit der Gesteinsmasse, aus der sie leicht herausfallen. Die Pseudomorphosen nach Carbonatlinsen lassen gelegentlich die rhomboëdrische Spaltung in gewissermaassen versteinertem Zustande erkennen. Doch ist es keineswegs immer möglich, die ursprüngliche Natur dieser Quarzlinsen zweifellos zu erweisen. — Selten und sehr merkwürdig ist das Vorkommen von Anthophyllit- oder Gedritlinsen mit divergent- oder verworrenstrahligem Bau und einer äusseren Hülle von tangential geordneten Biotitblättern im Gneiss, so bei Beaunan unfern Lyon, Freiburg in Baden u. a. O. — Pegmatitische Nester von Quarz und Feldspath und ebensolche gangförmige Massen von wechselnder Ausdehnung im Streichen und sehr wechselndem Mengenverhältniss der beiden Hauptgemengtheile bis zum Verschwinden eines derselben sind nicht selten. Sie beherbergen vielfach dieselben Mineralien, wie die eigentlichen Pegmatite und sind z. Th. gewiss mit diesen zu identificiren. In andern Fällen aber dürften sie hydatogene Secretionen sein; dafür spricht unter Anderem ihre häufige Association mit körnigem Kalk und dessen Derivaten; in solcher Gesellschaft ist der Feldspath (Orthoklas oder Mikroklin) fast immer bläulich bis graublau gefärbt. Albit, Turmalin, Apatit, Beryll, Cordierit, Granat, Titanit, Andalusit u. s. w. sind häufige Mineralien in den pegmatitischen begleitenden Bestandmassen, und vielleicht gelingt es, aus der Paragenese dieser Mineralien Anhaltspunkte für die Genese der Massen zu gewinnen. — Besonders, aber wohl nicht ausschliesslich in den Orthogneissen finden sich granitische und aplitische Gänge und Trümer in bisweilen dichtem Netzgewebe eingeschaltet, selten mit absoluter scharfer Grenze gegen den Gneiss, sondern meistens in inniger Weise mit diesem verzahnt. Sie werden verschieden gedeutet, z. Th. als echte granitische Intrusionen, z. Th. nach Art der Secretionsgänge, z. Th. nach Art der Primärtrümer als gleichzeitige Bildungen mit dem Hauptgestein. Sie zeigen oft in vorzüglichster Weise Zerreissungen

und Verschiebungen der zerrissenen Theile, Biegungen, Knickungen und andere Wirkungen der Gebirgsfaltung. — Erzgänge, Schwerspathgänge und Ähnliches sind selbständige geologische Bildungen und können nicht den begleitenden Bestandmassen zugezählt werden.

§ 357. Die Structur der Glimmergneisse ist, abgesehen von den Biegungen, Faltungen und andern Phänomenen, die den Gesteinskörper als Ganzes betroffen haben, wesentlich bedingt durch die Anordnung des Glimmers mit Beziehung auf Feldspath und Quarz, und wie immer die Einzelheiten der Structur seien, allenthalben treten Feldspath und Quarz als eine Art Einheit gegenüber dem Glimmer auf. Heller und dunkler Glimmer verhalten sich structurell durchaus gleichwerthig, und sie markiren die Structurebene, wenn man so die bald ebene, bald mannichfach gewundene Fläche nennt, der parallel die Mineralanordnung geht. Die Structurlehre der Glimmergneisse ist wesentlich, soweit sie mit Auge und Loupe erforscht werden kann, von den Geologen des sächsischen Erzgebirges geschaffen; ihnen folgend wird nach der Structur, ohne Rücksicht auf Ursprung und Bestand, unterschieden:

1) Gemeiner Gneiss; zwischen je zwei parallelen Quarzfeldspathlagen liegt der Glimmer in kleineren oder grösseren, aber sich nicht berührenden Blättern und Flatschen; — 2) flasriger Gneiss; der stark hervortretende Glimmer bildet continuirliche Flasern, welche dickere oder flachere Quarzfeldspathlinsen umwinden; — 3) körnigflasriger Gneiss; der mehr zurücktretende Glimmer bildet schmale, langgestreckte, sich seitlich nicht berührende Flasern; — 4) Stengliger Gneiss oder Holzgneiss; der Glimmer umhüllt cylindrische Quarzfeldspathstengel; — 5) schiefriger Gneiss, der Glimmer bildet zusammenhängende Häute, welche die Quarzfeldspathlagen vollständig von einander trennen; — 6) Lagengneiss, glimmerreiche und glimmerarme Quarzfeldspathlagen wechseln miteinander; — 7) körniger Gneiss, der Glimmer ist mehr oder weniger regellos vertheilt; eine Abart, die auch wohl als Granitgneiss bezeichnet wird, welcher Namen nur für die von Granit sich ableitenden Orthogneisse gebraucht werden sollte; — 8) porphyrartiger Gneiss kann jede der vorhergehenden Structuren haben, wobei aber Feldspäthe (Orthoklas, Mikroklin oder Albit) in mehr oder weniger deutlichem Idiomorphismus und grösseren Dimensionen hervortreten; — 9) Augengneiss ist ein mehr oder weniger flasriger Gneiss mit rundlichen Feldspath- oder seltener Quarzaugen; die Feldspathaugen sind oft mit Quarzkörnern durchwachsen und zeigen gern Biegungen und Knickungen der Spaltflächen; — 10) dichter Gneiss oder Cornubianitgneiss ist ein bald glimmerreicher, bald glimmerarmer, meistens dunkelfarbiger

Gneiss von kryptomerem Gefüge. — Alle diese, mit blossem Auge erkennbaren Structurformen, ausschliesslich der letztgenannten, treten bei Ortho- und Paragneissen auf und lassen nicht auf einen bestimmten Ursprung schliessen.

Der charakteristische Zug der Gneissstructur (Fig. 77—81), welchen erst das Mikroskop ganz enthüllt, liegt gegenüber den Eruptivgesteinen von analogem Mineralbestande in dem Mangel einer deutlichen Reihenfolge der Mineralbildungen, welcher § 349 allgemein für die krystallinen Schiefer beleuchtet wurde. Selbst in den Orthogneissen, wo eine solche Succession doch ursprünglich gewiss vorhanden war, ist sie durch die Parallelordnung des Mineralbestandes mehr oder weniger vollständig verwischt; in den Paragneissen tritt dieser Mangel besonders deutlich hervor in dem Umstande, dass jeder Gemengtheil, abgesehen von Zirkon, Apatit und Eisenerzen, jeden andern gelegentlich einschliesst, selbst bei idiomorpher Gestaltung eines oder des andern. — Es ist eine vielverbreitete aber durchaus irrige Vorstellung, dass in allen Gneissen kataklastische Phänomene vorhanden sein müssen. Wo eine Umkrystallisation des ursprünglichen Mineralbestandes, wie in den Paragneissen, statthatte, ist die Structur stets hornfelsartig, besonders bei feinerem Korn, und es fehlt in der Regel jede Spur von Kataklase; das ist selbstverständlich, da eine Substanz unmöglich deformirt werden kann durch dieselben Vorgänge, unter denen sie entstand. Allerdings begegnet man nicht selten deutlichsten Spuren mechanischer Einwirkung; dann erscheinen sie an den aus dem ursprünglichen Mineralbestande übernommenen Gemengtheilen wie in manchen Conglomeratgneissen, oder sie deuten auf einen der Gneissbildung später folgenden Act der Faltung oder Dislocation. Dagegen sind Kataklasphänomene in den Orthogneissen junger Faltengebirge sehr verbreitet und äussern sich in der § 88 geschilderten Weise; in alten Faltengebirgen, d. h. also in tieferen Regionen der festen Erdrinde, werden auch in Orthogneissen die kataklastischen Phänomene undeutlicher und fehlen nicht selten vollständig. Am deutlichsten und auffälligsten pflegen dynamische Structurformen in den flasrigen und in den Augengneissen vorzukommen. — Von besonderen Mineralanordnungen ist die sehr verbreitete granophyrische Verwachsung von Quarz und Feldspath hervorzuheben; — dass dieselbe aus dem ursprünglichen Gesteinszustand übernommen wird, ist mit Sicherheit festzustellen, ob sie auch während des Bildungsactes der Gneisse sich entwickeln kann, ist controvers und bisher nicht sicher zu entscheiden. — Centrische Structurformen sind nicht eben häufig; als Centrum dient in den meisten Fällen Granat, seltener ein mit den farblosen Gemengtheilen poikilitisch durchwachsener Biotit;

soweit die Erfahrungen heute reichen, finden sich diese centrischen Structurformen nur an Paragneissen, und hier mit Vorliebe in der Nähe von Granitmassiven, die metamorphosirend einwirkten. Besonders deutlich sind sie in den gewöhnlich als Glimmertrapp bezeichneten Psammitgneissen des Erzgebirges, wo sie schon mit blossem Auge als dunkle Flecke auf dem helleren Gestein erscheinen und an die Knoten der Contactschiefer erinnern.

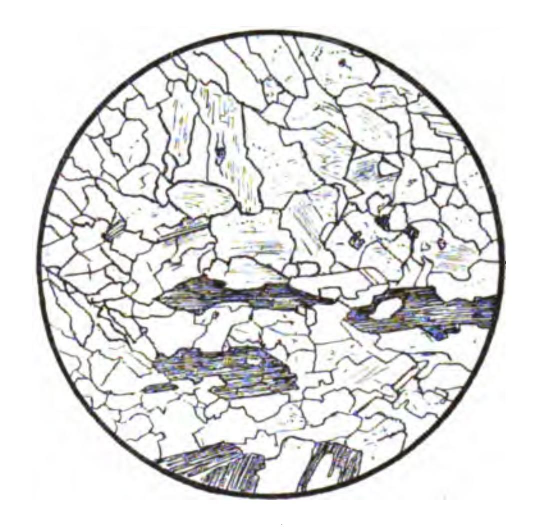


Fig. 77. Granitgneiss, senkrecht zur Schieferung. Val Antigorio, unterhalb Crodo, Piemont. Vergr. 15 : 1.

§ 358. Die Glimmergneisse besitzen im Allgemeinen keine ihnen eigenthümliche Absonderung wie die Eruptivgesteine, wenn schon bei den glimmerarmen gemeinen Gneissen von granitähnlichem Habitus ein Zerfall in parallelopipedische Blöcke vorkommt. Die fortschreitende Verwitterung blättert die Gneisse nach der Schieferfläche auf, der Zusammenhang der Lagen untereinander und der einzelnen Mineralien innerhalb der Lagen wird gelockert und so zerfallen sie zu einem je nach der Korngrösse des Gesteins gröberen oder feineren grandigen Grus, in welchem die einzelnen Gemengtheile oft noch recht frisch sind. Infolge der vergrösserten Angriffsoberfläche wird die Verwitterung eine beschleunigte und endet in der Bildung eines sandigen und eisenschüssigen Lehms.

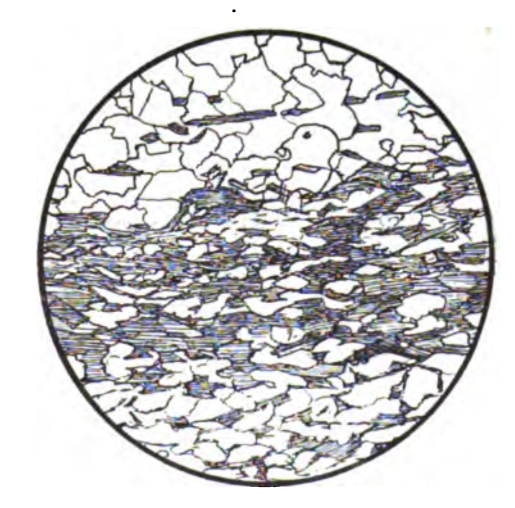


Fig. 78. Granitgneiss mit basischer Ausscheidung, senkrecht zur Schieferung. Gondo, Simplon. Vergr. 15 : 1.

§ 359. Der Glimmergneiss ist das herrschende Gestein im eigentlichen Grundgebirge und nimmt in diesem besonders die tieferen

Niveaus ein, steigt aber in Wechsellagerung und als untergeordnete Masse bis in die Glimmerschieferformation hinauf, wo eine solche vorhanden ist und erscheint, wenn auch meistens mit eigenthümlichem und etwas abweichendem Charakter, selbst an mehreren Orten im dynamometamorphen Schichtgebirge. In Deutschland erscheint der eigentliche Grundgebirgsgneiss in ausserordentlicher Mannichfaltigkeit in den Vogesen, im Schwarzwald, im östlichen Odenwald und im Spessart, im bayrischen Wald, im Fichtelgebirge, im Erzgebirge, in Thüringen und im Riesengebirge. Die sogen. Gneisse des vorderen Odenwaldes sind z. Th. sehr gneissähnliche Facies des rheinischen Schiefergebirges. Eine Aufzählung der ausserdeutschen Vorkommnisse würde eine Angabe über die Verbreitung der archäischen Formationsgruppe sein; besonders bedeutsam sind die ausgedehnten Gneissterritorien in Finland, Schweden, Norwegen, Schottland und Canada.

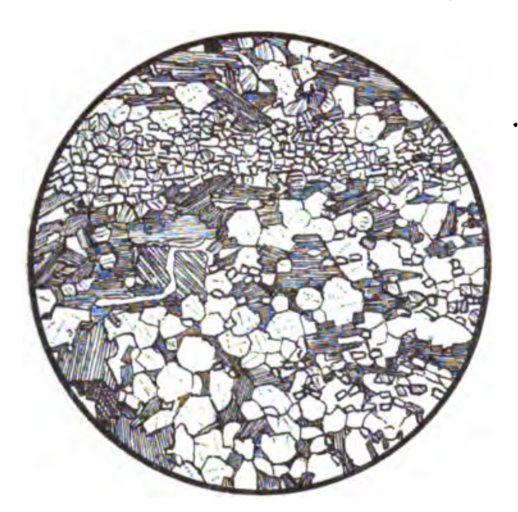


Fig. 79. Sillimanitreicher Pelitgneiss, senkrecht zur Schieferung. Trembling Lake, Prov. Quebec, Canada. Vergr. 15 : 1.

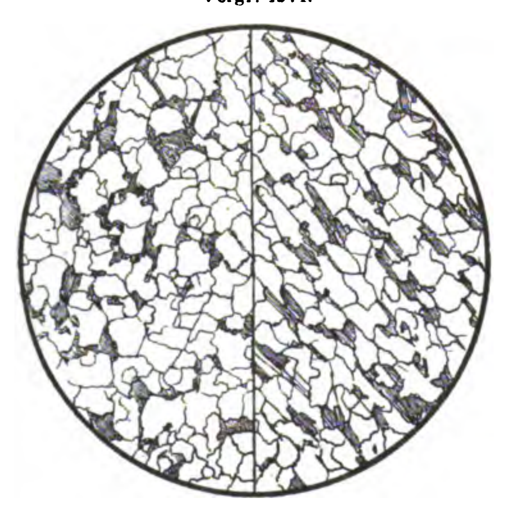


Fig. 80. Hornfelsstructur in Pelitgneiss, links senkrecht, rechts parallel zur Schieferung. NW.-Spitze des Gerstenhalm bei Horben, Schwarzwald. Vergr. 15 : 1.

§ 360. Nach dem Mineralbestande hat man eine grosse Anzahl von Abarten aufgestellt. Im Erzgebirge, von wo die Gneissforschung ausgegangen ist, unterschied man 1) grauen Gneiss von Freiberg, 2) rothen Gneiss und 3) amphoteren Gneiss. Der graue Gneiss von Freiberg mit seinen Spielarten ist ein Biotitgneiss und gehört zu den Orthogneissen; der rothe Gneiss in seinen typischen Abarten ist ein Muscovitgneiss, der amphotere Gneiss ist ein Biotit-

Muscovit- oder Zweiglimmergneiss. Der graue Gneiss ist die Heimath der edlen Erzgänge. Der rothe Gneiss enthält nur Eisenerz- und Manganerz-Lagerstätten. Eine Verallgemeinerung der Gneissgliederung nach dem Glimmer würde vielfach Zusammengehöriges zerreissen und Heterogenes verbinden, besonders auch deshalb undurchführbar sein, weil Biotitgneisse und Biotit-Muscovitgneisse vielfach ineinander übergehen. Eine gewisse Sonderstellung nehmen die Muscovitgneisse ein, insofern sie entweder in wenig mächtigen Lagen den gewöhnlichen dunklen Gneissen eingeschaltet sind und dann vorwiegend zu den Orthogneissen gehören, oder aber in mächtigeren Complexen in höheren Niveaus der krystallinen Schieferformation auftreten und dann den Paragneissen (und zwar den Psammitgneissen) zurechnen. — Eine andere Gliederung hat man vorgenommen nach der Natur der Feldspäthe in Orthoklasgneisse, Mikroklingneisse und Albitgneisse; auch das ist eine künstliche Gliederung, insofern die ersten beiden Typen bei Ortho- und Paragneissen gleichmässig auftreten. Die Albitgneisse würden allerdings wohl hauptsächlich den Paragneissen zufallen. Eine Ausnahme könnte vielleicht der Albitgneiss des Vorarlbergs machen. Die auf Grund des Feldspathgehalts gewonnenen Gruppen decken sich nicht mit den auf Grund des Glimmergehalts gewonnenen. — Soviel man heute weiss, treten in allen grösseren Gneissgebieten Orthogneisse und Paragneisse auf. Von Unterarten in diesen nach hervortretenden Übergemengtheilen sind zu nennen die Granatgneisse, die Sillimanit- oder Fibrolithgneisse, die Cordieritgneisse, die Epidotgneisse und die Graphitgneisse.



Fig. 81. Psammitgneiss, senkrecht zur Schieferung, discordante Parallelstructur noch kenntlich. Säge im Wernestgrund. Blatt Petersthal-Reichenbach, Schwarzwald. Vergr. 15 : 1.

Granatgneisse[1] finden sich in der Gruppe der Ortho- und

[1] Granatglimmerfels der sächsischen geologischen Karte ist ein granat- und muscovitreicher, feldspatharmer, vorzüglich blättriger Gneiss, der mit dem rothen Gneiss des Erzgebirges vielfach verknüpft ist.

der Paragneisse, am häufigsten in der letzteren. Ihrem chemischen Bestande nach unterscheiden sie sich nicht von den normalen Gliedern dieser Gruppe, vergl. die Analysentabellen. Der Granat ist blassröthlich durchsichtig und wird oft von Sillimanit und Cordierit begleitet; die Umwandlung des Granat in Chlorit ist häufig zu beobachten. Recht oft erscheint auch in den Granatgneissen in wechselnder Menge Graphit oder Graphitoid. — Kinzigite (H. FISCHER) sind sehr granatreiche, meistens quarzarme Paragneisse von sehr wechselnder Zusammensetzung mit hohem Gehalt an dunklem Glimmer, dem hie und da farbloser Glimmer beigemengt ist, accessorischem Cordierit, Sillimanit, auch Spinell, und selten mit herrschendem Kalifeldspath (auch Mikroklin), weit öfter mit herrschendem Plagioklas (Oligoklas), stets graphithaltig und oft graphitreich. Die typischen Kinzigite der Gegend von Schenkenzell im Schwarzwald bilden untergeordnete Ausbildungsformen in einem eigenthümlichen Gneisscomplex (Kinzigitgneiss der geologischen Karte des Grossherzogthums Baden), der durch deutliche, wenn auch z. Th. recht grobkörnige Hornfelsstructur ausgezeichnet ist und allenthalben in Paragneissgebieten in der Nähe von Granitmassiven auftritt. Derselbe Gesteinstypus ist in Calabrien im Gneiss der Sila verbreitet und kommt bei Gadernheim im Odenwald in der metamorphen Facies des rheinischen Schiefergebirges vor. Die Analysen 11—14, S. 487, zeigen den sehr wechselnden chemischen Bestand.

Sillimanit- und Fibrolithgneisse sind durch beträchtlichen Gehalt an Sillimanit ausgezeichnet und finden sich fast ausschliesslich bei den Paragneissen; selten wird der Gehalt an Fibrolith in den Orthogneissen hoch genug, um ihn in der Bezeichnung zu berücksichtigen (Fig. 79). Eine Verwachsung von Sillimanit und Andalusit kommt gelegentlich vor, ohne besonders häufig zu sein. Die vollständige Vertretung des Sillimanits durch Andalusit ist sehr selten. Solche Andalusitgneisse werden von der Sierra Blanca in der Provinz Ronda in Spanien beschrieben.

Cordieritgneisse sind Paragneisse mit hohem Gehalt an Cordierit oder seinen Umwandlungsproducten (Pinit, Fahlunit, Aspasiolith u. s. w.); sie enthalten stets auch Sillimanit, oft Granat, auch Epidot und sehr oft Graphit. Der dunkle Glimmer ist reichlich vorhanden, der Quarzgehalt meistens nicht hoch. In Orthogneissen kommt ebenfalls gelegentlich Cordierit vor, aber doch selten in hinreichender Menge, um sie danach zu benennen. Sie sind allverbreitet in grösseren Gneissgebieten. Sehr reich an Cordierit sind die Vorkommnisse von Lunzenau in Sachsen, Bodenmais in Bayern und Vaxholm in Södermanland.

Epidotgneisse sind Paragneisse, die neben dunklem (meistens grünem) Glimmer reichlich Epidot in idiomorpher und allotriomorpher Ausbildung enthalten, seltener hellen Glimmer führen und meistens quarzarm sind. Sehr gern enthalten die Epidotgneisse kleine Mengen von Carbonaten (Fig. 82), die auf mergelähnliches Muttergestein deuten, auch wohl Titanit, Skapolith und etwas Hornblende. In Deutschland finden sie sich in Gesellschaft von Amphiboliten im Gneiss des Fichtelgebirges bei Oberkotzau unfern Hof; ferner im Gneiss von Södermanland bei Valebråten, Kirchspiel Oestad; nicht selten sind sie in den höheren Horizonten der ostalpinen krystallinen Schiefer, auch im griechischen Archipel (Syra und benachbarte Inseln) und in dem metamorphen Silur der Halbinsel Bergen (sogen. Tuengneiss). Die Zusammensetzung des letztgenannten Vorkommens, welche an Kinzigit erinnert, ist

SiO_2	54,15
Al_2O_3	14,40
FeO	13,02
MgO	2,63
CaO	5,89
Na_2O	4,21
K_2O	2,39
Apatit	1,13
Calcit	2,08
	99,90

Fig. 82. Epidotgneiss mit Calcit, silurisch. Tuen, Halbinsel Bergen, Norwegen. Vergr. 30:1.

Auch in Orthogneissen ist Epidot bisweilen reichlich enthalten; es sind dann Orthitgneisse, in denen der Orthit von Epidot umwachsen, z. Th. auch ganz verdrängt ist, so in Wermland in Schweden. Auffallend ist der Gehalt an Skapolith und Calcit nebst Analcim in einem orthitreichen Gneiss von Brunsberg in Wermland.

Nahe verwandt den Epidotgneissen der Paragneissgruppe sind die Chloritgneisse. In ihnen wird der Glimmer vollständig oder nahezu vollständig von grünem Chlorit vertreten. Ihr Feldspath ist sehr oft Albit mit wechselnden Mengen von Plagioklas und Orthoklas. Epidot ist in selbständigen Krystallen und als Einschluss im Feldspath und Chlorit sehr verbreitet; auch rhomboëdrische Carbonate stellen sich ziemlich häufig ein, Rutil erscheint accessorisch. Es giebt sehr quarzreiche und quarzarme Abarten, beide von grünlicher Farbe. Sie scheinen durchweg höheren Horizonten der krystallinen Schiefer anzu-

gehören; so erscheinen sie in der Glimmerschieferformation zwischen Liebau und Schmiedeberg in Schlesien, in der Phyllitformation der Gegend von Berggieshübel und Tanneberg in Sachsen, in dem als Wechselgebirge bezeichneten nordöstlichen Ausläufer der Centralkette der Alpen, im Maderaner Thal in der Schweiz, am Südabhang des Schipkapasses im Balkan u. a. O.

Graphitgneisse nennt man Glimmergneisse mit beträchtlichem Gehalt an Graphit; sie entwickeln sich aus allen Paragneissen durch locale Zunahme des Graphits und treten gern in kleineren Lagen schwarmartig auf, so im Passauer Walde, Bayern, wo der Graphitgehalt zu technischer Ausbeute genügt; ebenso in den cottischen Alpen. — Die Graphitgneisse des vorderen Odenwaldes sind metamorphe

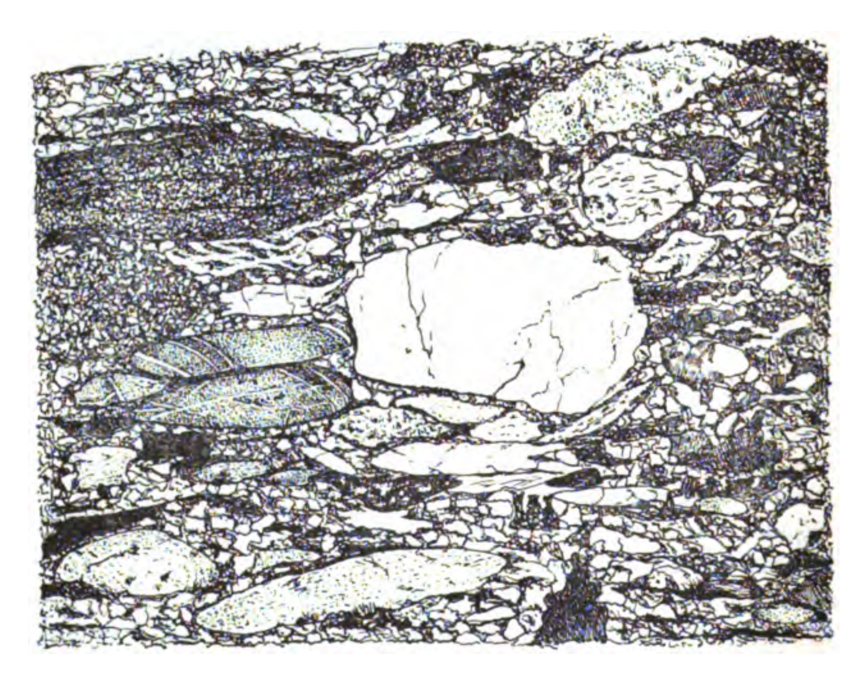


Fig. 83. Conglomeratgneiss. Obermittweida, Erzgebirge.

Gesteine des rheinischen Schiefergebirges. — Im Schwarzwald erscheint der Graphit nur in der Gruppe der Kinzigitgneisse[1]; in den normalen Paragneissen sind Graphitoidgneisse verbreitet, so im Gebiet der Rench und der unteren Kinzig, bei Waldkirch u. s. w. In allen kohlenstoffhaltigen Gneissen pflegt Rutil reichlich aufzutreten.

[1] Es scheint überhaupt, als komme der Graphit vorwiegend, wenn nicht ausschliesslich als Contactbildung in der Nähe von Eruptivgesteinen in Gneissen vor. Vieles, was man Graphit nennt, ist Graphitoid.

Am Nullaberge in Wermland findet sich im oberen Theil des Grundgebirges (Granulitformation der schwedischen Geologen) ein 15 m mächtiger Mikroklinschiefer ($SiO_2 = 65{,}03$, $Al_2O_3 = 19{,}61$, $Fe_2O_3 = 0{,}45$, $MgO = 0{,}25$, $CaO = 0{,}19$ $Na_2O = 1{,}06$, $K_2O = 14{,}46$ mit Spuren von MnO, Cl, Cu, S und J) mit einem zwischen 0 % und 14,30 % wechselnden Gehalt an $CaCO_3$ und zwischen 5,44—10,36 % schwankendem Gehalt einer steinkohleartigen ($C = 88{,}74$, $H = 5{,}46$, $N = 0{,}67$, $O = 5{,}13$) und einer humusartigen ($C = 44{,}17$, $H = 1{,}68$, $O = 19{,}62$, $N = 0{,}31$, $H_2O = 22{,}74$, Asche $= 11{,}48$) Substanz. Törnebohm kam durch genaue Untersuchungen zu der Ansicht, dass die kohligen Substanzen und der Calcit Infiltrationen seien und nicht zum ursprünglichen Bestande des Gesteins gehören. Dieses Gestein wird in der Literatur wohl als bituminöser Gneiss aufgeführt.

Glimmergneisse, in denen Carbonspäthe als Gemengtheil in allgemeiner Verbreitung auftreten, werden von mehreren Gebieten beschrieben, so von Eslarn im bayrischen Wald (mit Spatheisen), von Tunaberg in Schweden (mit Dolomit und Calcit) u. a. O. Solche Gesteine schliessen sich an die Kalkphyllite und Braunspathphyllite an.

Die Protogingneisse der Alpen sind dynamometamorphe Granite; man vergleiche über dieselben S. 96.



Fig. 84. Conglomeratgneiss, silurisch. Senkrecht zur Schieferung. Lekven bei Ulven, Halbinsel Bergen, Norwegen. Vergr. 15 : 1.

§ 361. Conglomeratgneisse nennt man Glimmergneisse, in denen bald Gerölle in wohlerhaltener Gestalt vorkommen, wie sie im Erzgebirge bei Obermittweida von Sauer nachgewiesen wurden und früher bereits bei Rödja im Kirchspiel Sandsjö in Småland und an einigen aussereuropäischen Localitäten bekannt waren. In dem erzgebirgischen Conglomeratgneiss bestehen die Gerölle aus Quarz, Quarzit, Gneiss und Granit und haben von Haselnuss- bis über Faustgrösse wechselnde Dimensionen. Sie sind oft scharf von der Gneissmasse getrennt und werden von dünnen Glimmerhäutchen überzogen, an andern Stellen verfliessen sie in den Gneiss und sind dann plattgedrückt und ausgezogen (Fig. 83). Die Bedeutung dieser Gesteine für den Nachweis des z. Th. sedimentären Charakters des Grundgebirges liegt auf der Hand. Auch jene Gneisse, in denen die ursprünglichen Gerölle nicht mehr als solche erhalten sind, aber an dem

stets sich wiederholenden abrupten Wechsel des Mineralbestandes auf engem Raume und der Form der stofflich verschiedenen kleinen Gesteinstheile erkannt werden können, heissen Conglomeratgneisse. Sie haben eine beträchtliche Verbreitung, übergehend in Conglomeratschiefer im Grundgebirge der Gegend von Suodeniemi und Tammerfors im südwestlichen Finland, in dem metamorphen Silur (Fig. 84) der Halbinsel Bergen in Norwegen, am Hoosac Mt. in Massachusetts u. a. O.

§ 362. Amphibolgneisse oder Hornblendegneisse sind krystalline Schiefer von gneissartigem Charakter, die wesentlich aus Feldspath und Hornblende bestehen und theils quarzreich, theils quarzarm bis quarzfrei sind. Die quarzhaltigen Amphibolgneisse sind durch mancherlei Übergänge mit den Glimmergneissen verbunden, die ja sehr häufig Hornblende neben Biotit in wechselnden Mengen enthalten. — Der Feldspath der Amphibolgneisse ist theils Orthoklas (selten Mikroklin), theils Kalknatronfeldspath; dieser tritt öfter in den Vordergrund, als bei den Glimmergneissen und verdrängt nicht selten den Kalifeldspath mehr oder weniger vollständig. Die Hornblende bildet stenglige Individuen ohne terminale Krystallflächen, ist dunkelgrün bis schwarz im auffallenden Lichte, grün, sehr selten bräunlich im durchfallenden. — Quarz hat dieselben Eigenschaften, wie im Glimmergneiss, wo er vorkommt. — Apatit und Eisenerze nebst seltenem Zirkon sind die Nebengemengtheile. — An Übergemengtheilen sind Granat und Titanit allverbreitet, Muscovit, Rutil (bisweilen mit Titanitmänteln), Epidot, Orthit, Pyroxene, auch gelegentlich Carbonate von mehr localem Charakter. Die Mengenverhältnisse der beiden Hauptgemengtheile sind sehr wechselnde und eine allgemeine Beschreibung des Mineralbestandes nicht möglich, da die Amphibolgneisse ebenso, wie die Glimmergneisse eine grössere Anzahl von Typen umschliessen, die nichts gemein haben, als den Umstand, dass sich Hornblenden und Feldspäthe in allen finden.

Die folgenden Analysen zeigen zunächst wieder in unverkennbarer Weise das Vorhandensein von Orthogneissen (Analyse 1—4) und Paragneissen (Analyse 5—7) auch in dieser Gneissfamilie. Die Zusammensetzung des Hornblendegneiss vom Trembling Mountain in Canada ist diejenige eines Amphibolgranitits, das Gestein von der Rothenburg am Kyffhäuser und von Mariedal haben den chemischen Charakter der Diorite, 1 enthält reichlich Quarz und ist ein Amphibolgranititgneiss, 2 und 3 sind Dioritgneisse mit kleinem Quarzgehalt oder ohne solchen. — Analyse 4 beweist zum ersten Male das Vorhandensein der Alkalitiefengesteine in der Gneissfacies. Sie giebt die Zusammensetzung eines Ortho-Arfvedsonitgneisses mit typischer Gneissstructur, welcher aus Kalifeldspath, Albit, wenig Quarz

	1.	2.	3	4.	5.	6.	7.
SiO_2 . . .	69,24	54,80	50,28	65,88	59,00	74,95	53,59
TiO_2 . . .	—	0,84	—	Sp.	0,53	—	0,91
Al_2O_3 . . .	14,85	18,16	13,40	16,03	21,60	9,42	9,60
Fe_2O_3 . . .	2,62	2,34	5,25	2,56	1,90	7,47	9,44
FeO . . .	0,45	5,47	9,21	1,84	2,93	—	15,62
MnO . . .	—	—	—	—	—	—	0,02
MgO	0,97	4,95	3,66	0,29	3,54	0,13	Sp.
CaO . . .	2,10	8,05	9,40	0,25	6,6[illegible]	1,65	7,16
Na_2O . . .	4,30	3,59	5,33	7,44	0,78	4,05	3,12
K_2O . . .	4,33	1,48	1,70	4,66	2,34	2,02	Sp.
H_2O . . .	0,70	1,24	1,95	0,34	1,54	1,02	—
P_2O_5 . . .	—	0,14	—	0,02	—	—	—
Sa.	99,56	101,06	100,18	99,76	100,09	100,71	99,69
Sp. G. . . .	—	2,84	—	—	2,664	—	3,035

1. Hornblendegneiss, sogen. Fundamentalgneiss. Trembling Mountain, Township Joly. Prov. Quebec. Canada.
2. „ („Dioritgneiss"). Unterhalb der Rothenburg. Kyffhäuser. Thüringen.
3. „ Mariedal. Blatt Linde. Schweden.
4. Arfvedsonitgneiss Cevadaes. Alemtejo. Portugal. (Mit 0,45 ZrO_2, berechnet aus dem chemisch isolirten und gewogenen Zirkon.)
5. Hornblendegneiss mit viel schwarzgrüner Hornblende, kleinen dunkelgrünen Glimmerschüppchen, grünlichgrauem Orthoklas. NW. Bahnhof Oberramstadt. Odenwald.
6. „ (Mit 0,22—0,32 % ZrO_2.) Ogden Cañon. Utah. Orthoklas, Plagioklas, Hornblende, Quarz, Apatit, Biotit, Zirkon.
7. „ (Mit 0,23 FeS_2.) Dunkelgrüne Hornblende herrschend, weisser Oligoklas, wenig oder kein Quarz. Tunnel bei Furth. Bayrischer Wald.

und viel Arfvedsonit als Hauptgemengtheilen, etwas Apatit, viel Zirkon und wenig Flussspath als Übergemengtheilen besteht. Man vergleiche die Analysen 1—8, S. 78, und 1, S. 114. Dieser wichtige Typus ist bisher nur von Cevadaes in der portugiesischen Provinz Alemtejo und aus der Gegend von Vigo in Galicien in Spanien bekannt geworden.

Von den Paraamphibolgneissen der Analysen 5—7 hat 5 offenbar den Charakter der Pelitgneisse unter den Glimmergneissen, während 6 und 7 den Psammitgneissen entsprechen (S. 489). Das Gestein von Ogden Cañon kann nur sehr unbedeutende Mengen von Amphibol enthalten und muss quarzreich sein, die Hornblende des Gesteins vom Further Tunnel muss eine recht abnorme Zusammensetzung haben.

Die Parallelstructur findet wesentlich in dem Wechsel hornblendereicher und -armer Lagen ihren Ausdruck. Innerhalb der Structurebene liegen die Amphibolsäulen regellos oder mit gleichgerichteten

Längsaxen, wodurch die Streckung des Gesteins sehr prägnant zum Ausdruck kommt. In manchen Vorkommnissen ist die schiefrige Structur wenig ausgeprägt. Centrische Structuren sind häufiger als bei den Glimmergneissen und haben meistens Granat, aber auch Quarz oder Feldspath als Centrum, während die Hornblende erst in den peripherischen Theilen erscheint. — Kataklastische Phänomene sind besonders in den Orthoamphibolgneissen nachzuweisen (Fig. 85).

Die Verbreitung der Hornblendegneisse beiderlei Art ist eine beträchtliche; die Amphibolgranititgneisse spielen eine bedeutsame Rolle in dem sogen. Fundamentalgneiss in Finland, Skandinavien, Schottland und Canada; durch starke Abnahme des Quarzes gehen sie in Syenitgneisse über. Dioritgneisse sind in Deutschland bekannt aus der Gegend von Markirch (Vogesen) und vom Kyffhäuser. Pelitische und psammitische Hornblendegneisse finden sich im Schwarzwald, im Odenwald, im sogen. Münchberger Gneiss des Fichtelgebirges u. s. w.



Fig. 85. Ortho-Amphibolgneiss, senkrecht zur Schieferung; Plagioklas bei + Nic. Tohara bei Toyamamura, Inagori, Shinano, Japan. Vergr. 15 : 1.

§ 363. Pyroxengneisse sind krystalline Schiefer, in denen Feldspath und ein Pyroxenmineral die wesentlichen Gemengtheile bilden; es giebt sehr quarzreiche, quarzarme und quarzfreie Abarten. Der Feldspath ist z. Th. Orthoklas oder Mikroperthit, z. Th. Plagioklas verschiedener Arten. Nebengemengtheile sind Eisenerze, Apatit und vielfach Zirkon. An Übergemengtheilen, die in verschiedenen Arten sehr verschieden sind, haben Granat, Amphibol, Epidot und Titanit die weiteste Verbreitung, Glimmer ist im Ganzen selten, Carbonate in einer Gruppe sehr häufig.

Wie die Analysen 1—7 zeigen, fehlt auch in dieser Familie nicht die Zweitheilung in Orthogneiss und Paragneiss. Zu der ersten Abtheilung gehören zweifellos die ersten vier Analysen, welche sich auf Gesteine beziehen, die man bisher als Granulite zu bezeichnen pflegte. Es ist ein zusammengehöriger Gesteinscomplex, in welchem in Gneissform d. h. als krystalline Schiefer die Eruptivreihe „Hyper-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO_2	72,97	60,47	54,06	45,52	44,92	56,44	54,89
TiO_2	—	—	—	—	—	0,62	1,66
Al_2O_3	12,69	14,58	16,52	17,74	18,88	14,37	13,67
Fe_2O_3	4,55	10,67	9,63	12,65	2,73	1,02	1,35
FeO					13,76	4,68	—
MnO	—	—	1,26	0,59	0,26	—	0,62
MgO	0,63	3,80	4,27	9,49	5,38	3,70	4,70
CaO	2,33	6,75	11,35	10,40	9,07	13,15	5,63
Na_2O	3,16	1,21	2,85	2,52	2,94	4,30	1,95
K_2O	3,46	2,29	0,38	0,07	0,53	1,23	8,34
H_2O	0,13	—	—	—	1,62	0,47	2,76*
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—
Sa.	99,92	99,77	100,32	98,98	100,29	99,98	100,00
Sp. G.	—	—	2,985	—	—	—	—

* Glühverlust = $H_2O + C$.

1. Pyroxengneiss (sogen. Orthoklas-Pyroxengranulit). Gasfabrik bei Penig. Sachsen.
2. „ (sogen. orthoklasfreier Pyroxengranulit). Zwischen Tanneberg und Ober-Crossen. Sachsen. Quarz, Plagioklas, Diallag, Granat, Hornblende, Biotit.
3. „ (sogen. orthoklasfreier Pyroxengranulit). Ringethal bei Mittweida. Sachsen.
4. „ (sogen. orthoklasfreier Pyroxengranulit). Böhrigen. Sachsen.
5. Sogen. Quarzglimmerdioritgneiss. Ottertail-Creek. Unteres Ende der 7. Portage unterhalb North Bay und Temiscaming Road. Distrikt Nipissing. Ontario. Canada. (Mit 0,20 hygroskop. Wasser.) Ist nach der Analyse offenbar ein Gabbrogneiss. Gesteinsbeschreibung fehlt.
6. Augitgneiss. Östliches Thal von La Hingrie unfern Weiler. Weilerthal. Elsass.
7. „ (Orthoklas-Skapolith-Pyroxengneiss.) Township Rawdon. Provinz Quebec. Canada. (Mit 4,43 % FeS_2.)

sthengranit-Hypersthendiorit-Anorthosit“ vorliegt. Man vergleiche zu 1 die Analysen 20—26, S. 79. Der Hypersthengneiss von der Gasfabrik bei Penig in Sachsen ist ein schiefriges Orthoklas-Plagioklas-Quarzgestein mit kleinem Gehalt an Hypersthen von hellröthlichgrauer Farbe. Mit abnehmendem SiO_2-Gehalt verschwindet der Orthoklas, ein mehr und mehr basischer Feldspath tritt an seine Stelle, neben Hypersthen findet sich hellfarbiger Diopsid nebst Biotit und spärlicher dunkelgrüner Hornblende und oft reichlich Granat. Quarz fehlt ganz und die Gesteinsfarbe ist dunkelgrau, grünlichschwarz bis schwarz. Das ist der Typus der sogen. Trappgranulite. Die Gesteine sind geologisch vergesellschaftet mit Serpentin, Eklogit und anderen Derivaten der Gabbrogesteine. Ausser im sächsischen Granulitgebiet ist Orthopyroxengneiss auch vom Abstieg vom Col du Bonhomme nach Markirch (Vogesen) bekannt.

Die Gruppe der Parapyroxengneisse ist geologisch oft mit körnigen Kalken vergesellschaftet, führt auch oft Calcit oder daraus hervorgegangene Mineralien (Skapolith, Wollastonit u. s. w.) als Gemengtheile neben etwas dunklem oder hellem Glimmer; ziemlich regelmässig ist auch Titanit und Epidot vorhanden; es giebt quarzhaltige und quarzfreie Arten auch hier. Der Pyroxen ist Diopsid, der Feldspath bald Orthoklas, bald Plagioklas oder beide. Analyse 7 zeigt den chemischen Charakter, wahrscheinlich auch 6. Die molekularen Proportionen würden hier (bei 6) die Möglichkeit einer Abstammung von Eruptivgesteinen an und für sich nicht ausschliessen, aber das Verhältniss von CaO zu MgO und den Eisenoxyden spricht nicht für diese Deutung.

Während die Orthopyroxengneisse gewöhnlich deutlich schiefrig sind, ist das bei den Parapyroxengneissen sehr oft nicht der Fall und die Structur ist typisch hornfelsartig. Centrische Structuren kommen auch hier vor, Kataklase ist nicht häufig. Man kennt diesen Typus aus den Vogesen in der Nähe des Kalkes von St. Philippe, aus dem Odenwald vom Auerbacher Kalk, im niederösterreichischen Waldviertel, sehr verbreitet in Portugal und in Canada, in dem Dep. der Ariège in Frankreich, auf Ceylon, in Birma u. s. w. Wohin die Pyroxengneisse der Green Mountains in Vermont und das ausgedehnte Vorkommen um Varberg, Halland, Schweden, bei Poria Guba auf der Halbinsel Kola u. a. gehören, ist zweifelhaft. Sicher zu den Parapyroxengneissen gehört ein Vorkommen von der Kupfermine des Herrero-Landes in Südafrika mit spärlichem Plagioklas.

Alle Gneisse gehen gelegentlich durch Abnahme des Feldspathgehalts: die Glimmergneisse in Glimmerschiefer, die Amphibolgneisse in Amphibolite und Amphibolschiefer, die Pyroxengneise in Pyroxenite über.

§ 364. Granulit (Weiss) = Weissstein (Werner) ist in typischer Ausbildung ein glimmerfreies und granathaltiges, deutlich schiefriges bis dünnschiefriges Gneissgestein von weisser, lichtgrauer, lichtröthlicher oder lichtgelblicher Farbe und sehr feinem bis dichtem Korn. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus einem innigen allotriomorphen Gemenge von Feldspath und Quarz mit eingestreuten, hellrothen Granaten in Körnern oder Krystallen und dann mit der Form des Rhombendodekaëders, öfter mit untergeordnetem Ikositetraëder 202 (211). — Apatit, Zirkon und Eisenerze sind sehr spärliche Übergemengtheile, Biotit, Turmalin, Rutil, Sillimanit, Cyanit und grüne Spinelle (Hercynit) sehr verbreitete Nebengemengtheile.

Der Feldspath ist ausschliesslich bis stark vorwiegend Mikroperthit, Orthoklas und Mikroklin in den typischesten Ausbildungsformen, die aber oft auch einen sauren Plagioklas in wechselnder Menge aufnehmen; ja, es

werden Vorkommnisse beschrieben, in denen der Plagioklas die Herrschaft übernimmt. Wegen des feinen Kornes treten die Spaltflächen der Feldspäthe wenig hervor, doch giebt es Typen (*Augengranulite*), in denen der Mikroperthit rundliche Einsprenglinge bildet, die der Trituration entgangenen Reste ursprünglicher grosser Krystalle, umgeben von einem Mantel von Feldspathmörtel. — Der *Quarz* bildet bald ein feinkörniges Aggregat, bald äusserst dünne Linsen, die parallel der Structurfläche gestreckt sind und sich hie und da zu mehr oder weniger continuirlichen dünnsten Quarzlagen vereinigen. — Der *Granat*, ein Eisenthongranat (Analyse a und zum Vergleich b), ist im Allgemeinen nicht an die Structurebene gebunden, sondern liegt in regelloser Zerstreuung, selten reihenartig im Gestein; seine Zusammensetzung und die Häufigkeit von Feldspatheinschlüssen erklärt sich aus dem bei Gneiss (S. 483) Gesagten; bisweilen bildet er Krystallskelette oder auch Perimorphosen. — Der *Glimmer* ist ein braundurchsichtiger Biotit in Läppchen und Schüppchenhaufen; wo er deutlich hervortritt, spricht man von *Glimmergranuliten*, wo er mehr oder weniger continuirliche Lagen bildet bei stark zurücktretendem oder fehlendem Granat, von *Gneissgranuliten*. — *Apatit* bildet meistens rundliche Körner von mikroskopischen Dimensionen, wie denn auch die Zirkone und Erze nur mit bewaffnetem Auge erkennbar sind. — *Turmalin*, ebenfalls mikroskopisch, ist idiomorph und deutlich hemimorph entwickelt; wo er den Granat verdrängt, wird er makroskopisch sichtbar und gehört dann zum Schörl in den sogen. *Turmalingranuliten*. — *Rutil* ist im Gegensatz zu den meisten Gneissen in sehr zierlichen idiomorphen Säulchen und Zwillingen von mikroskopischen Dimensionen entwickelt; im durchfallenden Licht ist er roth, gelb oder auch eigenthümlich violett bis schwarz, wohl eine Folge beginnender Umwandlung in Nigrin. — *Cyanit* in schön blauen Tafeln und Säulen und *Sillimanit* in farblosen bis röthlichen Säulen sind z. Th. schon mit blossem Auge erkennbar, bisweilen über centimentergross; die Menge des Cyanits wächst nicht merklich bei mikroskopischer Betrachtung, wohl aber die des Sillimanits, der dann dieselben Formen wie im Gneiss hat. Andalusit kommt nicht in Granuliten vor. — *Pleonast* oder *Hercynit* in Körnern und Oktaëdern drängt sich gern zu Aggregaten zusammen, welche mit Quarz, Orthoklas, Granat und Sillimanit gemengt dem blossen Auge als dunkelgrüne Flecken und Schlieren auf dem hellen Gesteinsgrunde erkennbar werden. Diese Mineralassociation erklärt sich aus der bei Gneiss (S. 483) gegebenen Ableitung des Granats in Verbindung mit der Gleichung 2 Biotit + 1 Quarz = 2 Orthoklas + 1 Almandin + 1 Spinell + 2 Wasser, also $2(H_2KAl_3Si_3O_{12} + Mg_2SiO_4) + SiO_2 = 2KAlSi_3O_8 + Mg_3Al_2Si_3O_{12} + MgAl_2O_4 + 2H_2O$. — Nach dem Hervortreten einzelner dieser Übergemengtheile hat man *Sillimanitgranulit* oder *Fibrolithgranulit* und *Hercynitgranulit* unterschieden.

Der *chemische Bestand* der normalen Granulite ist der von sauren granitischen Gesteinen (Analyse 1—6); die zur Bildung der farbigen Gemengtheile erforderlichen Substanzen treten sehr zurück, selbst da, wo der Kalkgehalt nicht unbeträchtlich ist. Dieses Verhalten ist in vollem Einklange mit den Structurverhältnissen, es gehören also die eigentlichen Granulite zu den Orthogneissen. Dass es aber auch Paragranulite giebt, beweist Analyse 7; kein Eruptiv-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	a.	b.	c.	d.	e.
SiO_2	76,33	75,46	75,80	73,47	74,15	76,85	73,04	38,58	37,40	30,89	48,43	36,65
TiO_2	—	—	—	—	—	0,65	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	12,89	13,45	12,09	11,07	14,52	9,75	8,23	21,69	21,08	43,06	41,63	35,76
Fe_2O_3	2,25	—	—	—	0,85	2,90	1,35	—	2,01	—	—	—
FeO	—	2,22	2,18	5,33	—	Sp.	6,77	29,66	28,49	6,28	—	4,78
MnO	—	—	—	—	—	—	2,32	0,98	—	—	—	—
MgO	0,35	0,42	0,38	0,73	0,39	Sp.	—	6,97	8,22	15,08	2,13	10,01
CaO	0,45	0,73	1,45	1,81	0,64	0,70	1,18	2,90	3,05	—	—	0,47
Na_2O	—	2,48	2,72	2,89	3,23	1,72	—	—	—	2,04	—	2,89
K_2O	7,59	3,65	4,27	3,76	6,55	6,14	7,11	—	—	0,79	—	1,22
H_2O	0,22	1,11	0,63	0,77	0,61	1,15	—	—	—	1,36	7,70	2,87
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	—
Sa.	100,08	99,52	99,52	99,83	100,94	100,00	100,00	100,78	100,25	99,50	99,89	99,67
Sp. G.	—	—	—	—	2,60	—	—	—	—	—	—	—

1. Granulit, röthlich, mit etwas Biotit, Höllmühle bei Penig. Sachsen.
2. „ Röhrsdorf. SO. Penig.
3. „ dicht, mit sparsamen Granatkörnchen. Neudörfchen. O. von Mittweida. Sachsen.
4. Gneissgranulit. Hartmannsdorf bei Burgstädt. Sachsen.
5. Granulit, hellfarbig, glimmerfrei. Håggais. Insel Åhl. Finland.
6. Turmalingranulit. Zwiesel. Bayrischer Wald. (Mit Sp. FeS_2 und 0,144 Bo_2O_3 + Fl aus Verlust bestimmt, granatfrei.)
7. Granulit, graulichweiss, sehr feinkörnig, mit viel kleinen Granaten und wenig blauen Cyaniten. Zwischen Aggsbach und Gushof. Gegend von Krems. Niederösterreich.

a. Granat aus Granulit von Prachatitz. Ostrand des Böhmerwaldes.
b. „ aus Kinzigit. Schenkenzell. Schwarzwald.
c. Prismatin ($MgAl_2SiO_6$). Bahnhof Waldheim. Sachsen.
d. Kryptotil ($H_2Al_2SiO_6$). Bahnhof Waldheim. Sachsen.
e. Turmalin. (Mit 0,41 SnO_2, 4,61 Bo_2O_3.) Ebenda.

gestein hat ein solches Verhältniss der Bestandtheile, wie hier vorliegt; wäre das Alkali Natron statt Kali, so würde der Charakter den Pantelleriten und gewissen Elaeolithsyeniten (Lujaurit) verwandt sein.

Wenige krystalline Schiefer tragen den Typus der Kataklase so deutlich zur Schau, wie die normalen Granulite (Fig. 86), es ist wesentlich eine Mörtelstructur mit spärlichen und kleinen Pseudoeinsprenglingen. Aus dem früheren Gesteinszustande ist die sehr verbreitete granophyrische Verwachsung von Feldspath und Quarz übernommen; dem umwandelnden Gebirgsdruck, der sich auch in der deutlichsten Faltung und Fältelung der schichtenähnlichen Gesteinstheile und dem in dünnen Platten wechselnden mineralogischen Bestande ausspricht, verdankt das Gestein seine Parallelstructur, die dünn ausgewalzten Quarzscheibchen mit den darin senkrecht zum Druck reihenartig ge-

ordneten Flüssigkeitseinschlüssen und die centrischen Structuren in den und um die neugebildeten Gemengtheile, sowie deren z. Th. hohen Idiomorphismus.

Der Prototyp der eigentlichen Granulite wird in den Gesteinen der sächsischen Granulitinsel gesehen, welche sich in einer in NO. verlängerten Ellipse zwischen Reichenbach und Penig im Süden bis nach Hartha und Rosswein im Norden erstreckt. Hier wechsellagern Granulite mit den sogen. Trappgranuliten in oft sehr dünnen Lagen und sind vergesellschaftet mit Graniten, Gabbro und Peridotiten und deren Derivaten [1]). Die Gesammtheit dieser Bildungen verhält sich gegen den sie vollständig einhüllenden Mantel hoch metamorphosirter (wohl durch Contact und Faltung) Phyllite wie eine geologische Einheit. — Weitere Verbreitungsgebiete liegen im Schwarzwald, in den Vogesen (Leptynite), an der Eger bei Warta, bei Budweis, Krumau und Prachatitz in Böhmen, in dem niederösterreichischen Waldviertel, in dem Bachergebirge, bei Namiest in Mähren, auf Ahlön im finnischen Busen, im nordwestlichen Finland, auf der Halbinsel Kola, in Transbaikalien u. s. w. — Turmalingranulite kennt man aus dem bayrischen Wald neben Granatgranuliten und aus Böhmen (Gegend von Krumau). — An mehreren dieser Localitäten (Mähren, niederösterreichisches Waldviertel, Kola u. s. w.) kehrt auch die Combination mit sogen. Trappgranuliten wieder, wie in Sachsen.



Fig. 86. Hercynit-Granulit, senkrecht zur Schieferung. Hartmannsdorf, Sachsen. Vergr. 15 : 1.

Eine sehr interessante Granulitformation findet sich in Niederösterreich bei Krems, Gloggnitz und Göttweih, in welcher wahrscheinlich analog den Arfvedsonitgneissen von Cevadaes und Vigo (S. 501)

[1] Sehr eigenthümlich ist eine 4 m mächtige Einlagerung eines reinen Albitgesteins in den normalen Granuliten am Bahnhof Waldheim. Das Gestein ist quarzfrei und enthält in mittelkörniger Albitmasse grosse Krystalle von Prismatin (SAUER) = Kornerupin (LORENZEN) in grossen Säulen, der in lichtgrünlichen Kryptotil leicht sich umwandelt, haselnussgrosse Granate und einen eigenthümlichen Turmalin. Vergl. die Analysen c—e auf S. 506.

Alkaligesteine der krystallinen Schieferformation vorliegen. Der sogen. Forellengranulit vom Gloggnitzer Schlossberg bei Wiener Neustadt enthält in einem äusserst feinkörnigen Quarz-Feldspathgemenge Säulchen von Riebeckit und Aegirin (nach PALACHE).

Hornblendegranulite werden mehrfach aus Skandinavien beschrieben (zwischen Meraker und Storlien, auf der Halbinsel Bergen u. s. w.). Sie gehören einem höheren geologischen Horizont an (Silur) und haben mit den eigentlichen Granuliten nur eine äussere Ähnlichkeit und die Vorherrschaft des Quarzfeldspathgehaltes gemein. — Ob hierher gewisse Hornblendegranulite aus Lappland, Argentinien und Ostafrika gehören, ist unsicher. — In der schwedischen Geologie ist Granulit die generelle Bezeichnung für die höheren Etagen des Grundgebirges.

§ 365. Die Hälleflinta ist ein dichtes bis sehr feinkörniges und hornartig schimmerndes, stellenweise auch durch Quarz- und Feldspatheinsprenglinge porphyrisches Gestein, welches sich unter dem Mikroskop als ein äusserst inniges und schwer auflösbares Aggregat von Quarz- und Feldspathpartikeln mit spärlichen Glimmerblättchen und Erzkörnchen, gelegentlichen Zirkon- und Apatitkryställchen erkennen lässt. Es ist hart (der aus dem Schwedischen stammende Name des Gesteins bedeutet Gebirgsfeuerstein), hat muschligen bis ebenen, im Kleinen splittrigen Bruch und schmilzt vor dem Löthrohr. Die Farbe wechselt zwischen grau, röthlich bis roth, bräunlichschwarz, auch grünlich, und ist oft lagenartig verschieden, so dass das Gestein auf dem Querbruch gebändert erscheint. — Wo Quarz und Feldspath makro- oder mikroskopisch hervortreten, haben sie die Eigenschaften dieser Mineralien in den sauren Ergussgesteinen, besonders auch deren Corrosionserscheinungen.

Der chemische Bestand ist derjenige der natronreichen Quarzporphyre und Liparite, bezw. der Quarzporphyrite und Dacite, wenn man Analyse 1—5, S. 509, ins Auge fasst; die stoffliche Übereinstimmung wird in vielen Fällen durch die Reste sphärolithischer und fluidaler Structurformen bestätigt, welche für diese Gesteine bezeichnend sind. Bei den meisten Hälleflinten aber weisen die Structurverhältnisse, ebenso wie der geologische Verband, besonders der Wechsel von Hälleflint- und Kalksteinlagen in oft bis zu Papierdünne herabsinkenden Dimensionen nicht auf compacte Eruptivmassen, sondern auf Tuffe solcher. Das Gestein der Analyse 6 ist offenbar ein solcher verkieselter Tuff; der hohe Wassergehalt deutet auf Opal. Auf die stoffliche Verwandtschaft mit Adinolen aus dem Diabascontact ist kein Gewicht zu legen; dem widerspricht die geologisehe Erscheinungsform unbedingt.

Die Hälleflinten sind daheim in den oberen Abtheilungen des

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
SiO_2 . . .	80,53	75,24	69,80	65,00	61,49	83,27	77,62	70,46	80,13	66,66	77,01	71,04	51,60
Al_2O_3 . .	11,21	12,58	15,35	14,58	16,03	8,19	12,79	13,24	9,88	16,84	11,39	4,74	16,66
Fe_2O_3 . .	0,28	0,84	1,85	3,04	6,26	1,41	0,06	1,91	0,54	1,40	1,67	13,01	7,25
FeO . . .	0,45	1,72	1,65	0,94	1,85	1,56	1,05	2,58	—	3,58	1,04	5,04	7,31
MnO . .	Sp.	Sp.	0,19	0,64	—	—	Sp.	0,56	—	—	—	—	0,33
MgO . .	0,06	0,42	0,88	1,96	2,72	0,32	0,52	0,78	4,41	1,47	2,25	2,56	4,35
CaO . . .	0,51	1,22	3,39	2,72	5,79	0,45	0,37	4,33	0,92	6,04	0,39	1,22	9,66
Na_2O . .	6,55	4,84	4,10	4,94	3,73	0,62	0,84	1,31	0,70	1,20	2,67	1,28	2,19
K_2O . . .	0,12	1,70	2,25	5,38	0,78	2,35	6,38	3,59	1,87	1,00	1,40	0,83	0,76
H_2O . . .	0,67	0,81	0,64	0,44	1,13	0,93	0,57	1,27	1,73	1,39	2,01	0,34	0,62
Sa. . . .	100,38	99,37	100,10	99,64	99,78	99,10	100,20	100,03	100,18	99,88	99,83	100,06	100,73
Sp. G. . .	—	—	2,696	2,725	2,864	—	—	—	—	—	—	—	—

1. Hälleflinta, hellroth, fast vollkommen dicht, spärliche Quarzkörner. S. vom Flackensee. Kirchspiel Hjulsjö. Bezirk Örebro. Schweden.
2. „ dunkelgrau bis röthlich, porphyrisch durch Quarz, Feldspath und Aggregate dunklen Glimmers. Zwischen Södra Ekeberget und Löffallet. Bezirk Örebro. Schweden.
3. „ Tyskbobacken bei Kila. Schweden.
4. „ Westseite von Åbykil. Sala. Schweden.
5. „ W. von Hälla bei Kila. Schweden.
6. „ grau, dicht, quarzitartig. W. von Babbtjern. Bezirk Örebro. Schweden.
7. Hälleflintgneiss (Eurit), roth, schiefrig, mit wenig hellem und dunklem Glimmer. O. Prestaberg. Stribergsfält. Blatt Nora. Schweden.
8. Hälleflintgneiss (Eurit). NNO. von der Südspitze des Sees Råslangen. Westanå. Schweden.
9. „ „ grau, glimmerschieferähnlich, mit herrschendem hellem, spärlich dunklem Glimmer. SO. vom See Vikern. Örebrolän.
10. „ „ roth, granatführend, hornblendereich. SW. von Kråmö. Blatt Trosa. Schweden.
11. „ „ grünlich, fast dicht, mit grossen weissen Glimmerschuppen. Stortjern. O. von Dagarn. Westerås. Schweden.
12. „ „ grau, fast dicht, mit viel hellen Glimmerschüppchen. Aspbenningsby. Westerås. Schweden.
13. Hornblende-Eurit, quarzarm, grünlichschwarz, mit viel weissen Feldspathkörnern. Ekeberg. Bezirk Örebro.

Grundgebirges im mittleren und südlichen Schweden, wo sie in schichtenartigem Verbande mit Gneiss, Glimmerschiefer und Kalksteinen, und oft in naher Beziehung zu Erzlagerstätten stehen. Das Gebiet von Dannemora in Upland, Persberg in Wermland, Sala und Hällefors in Westmanland sind Hauptfundorte, kleinere Vorkommnisse kennt man vom Ostabfall des Eulengebirges in Schlesien im Gneiss, und im Glimmerschiefer des Quellengebiets der Czeremosz an der Grenze von Galizien und der Bukowina.

§ 366. Hälleflintgneisse werden in Schweden die früher als Eurit oder auch Granulit bezeichneten Gesteine von hälleflintartigem Charakter genannt, die sich von der eigentlichen Hälleflinta durch deutlich hervortretenden und oft grösseren Gehalt an hellem und dunklem Glimmer unterscheiden, mit dieser aber das dichte Korn theilen. Dass in diesen Felsarten eine sehr bunte Gesteinsreihe vorliegt, zeigen die Analysen 7—13. Der Hälleflintgneiss von Prästaberg (Analyse 7) ist stofflich offenbar der Hälleflinta gleich und wohl auch desselben Ursprungs; in dem Gestein von Westanå deutet das Verhältniss der Alkalien zu einander und zum Kalk schon auf eine nicht unbeträchtliche Beimengung kalkigen Sedimentes zu dem ursprünglichen Tuff. Die Gesteine der Analysen 9—13 geben offenbar die Zusammensetzung von Parahälleflintgneissen wieder, welche aus Sandsteinen oder Grauwacken mit dolomitmergelartigem (Analyse 9), stark eisenschüssigem (Analyse 12), oder thonmergelartigem (Analyse 10) Bindemittel hervorgingen. Diese Hälleflintgneisse oder Eurite des oberen schwedischen Grundgebirges entsprechen den dichten Gneissen der deutschen Geologie, wie sie im sächsichen Erzgebirge (siehe Glimmertrapp von Metzdorf, S. 488), Odenwald und sonst vorkommen. — Wenn die Eurite Hornblende führen, nennt man sie Hornblendeeurite (Analyse 13); auch zu diesen finden sich die Analogien in den Parahornblendegneissen Deutschlands.

Die Familie der Glimmerschiefer.

§ 367. In manchen Gegenden folgt über der Gneissformation als dem tiefsten Gliede des Grundgebirges in, soweit man weiss, concordanter Lagerung ein mehr oder weniger mächtiger Complex von krystallinen Schiefern in überaus wechselnder Ausbildung, den man wegen des am meisten ins Auge fallenden Gemengtheils Glimmerschiefer nennt. Allen Typen der Glimmerschiefer ist bei durchweg phaneromerem Korn der Gehalt an Glimmer und Quarz als den wesentlichsten Gemengtheilen gemeinsam. Von dem Gneiss in ihrem Liegenden unterscheidet sie

das Fehlen oder der geringere Betrag an Feldspathmineralien, von den Phylliten oder Urthonschiefern, die vielfach ihr Hangendes bilden, unterscheidet sie die Korngrösse ihres Mineralbestandes. Nach beiden Seiten hin zeigen sie die mannichfachsten Übergänge, so dass eine scharfe Abgrenzung nach oben und unten (im geologischen Sinne) ihre grosse Schwierigkeit hat oder vielmehr unmöglich ist. — Ein dritter Übergang wird gegeben durch die relativen Mengen der beiden Hauptgemengtheile: durch Zurücktreten des Glimmers verläuft der Glimmerschiefer in Quarzitschiefer und Quarzit. — Die Farbe der Glimmerschiefer ist immer die des herrschenden Glimmers und wechselt danach sehr.

Die grosse geologische Bedeutung der Glimmerschiefer liegt in den drei Umständen, dass sie einerseits die einzigen krystallinen Schiefer sind, die neben dem Gneiss in mächtigen Massen von weitester horizontaler Ausdehnung auftreten, dass sie von allen krystallinen Schiefergesteinen am häufigsten auch in höheren als Grundgebirgshorizonten vorkommen, und dass sie dieselben Einlagerungen wie die Gneisse führen. Man kann mit einem gewissen Rechte sagen, dass die Gesammtheit Gneiss-Glimmerschiefer eine Art geologischer Einheit bildet, in welcher alle andern krystallinen Schiefergesteine nur nach Art mehr oder weniger untergeordneter Einlagerungen erscheinen.

Das Glimmermineral der Glimmerschiefer ist bald Muscovit, bald Paragonit, bald Biotit und es giebt Gesteine in grosser Zahl, die nur einen dieser Glimmer enthalten; sehr häufig treten Muscovit und Biotit zusammen auf, während man in der Gesellschaft des Paragonit seltener den Biotit antrifft; die Combination Muscovit-Paragonit ist bisher nicht nachgewiesen. Alle diese Glimmer bilden blättrige Aggregate und einzelne Blätter ohne krystallographische Begrenzung, die meistens — wenn miteinander verbunden — regellos verwachsen sind, oder auch so, dass sie die Hauptspaltfläche gemein haben. Biegungen, Torsionen, Fältelungen sind sehr verbreitete Phänomene. Muscovit und Paragonit widerstehen der Verwitterung ausserordentlich kräftig, so dass man keine Umwandlungsproducte derselben kennt. Der dunkle Glimmer von schwarzer, dunkelbrauner oder schwärzlichgrüner Farbe verwittert sehr leicht und liefert dann viel Limonit, so dass er offenbar, wie der Biotit in den Gneissen, vorwiegend zum Lepidomelan gehört. Dass er ebenso wie dieser titanhaltig ist, zeigt die Ausscheidung von winzigen Rutil- oder Brookitmikrolithen in den gebleichten Biotiten, wo die frischen dieses Mineral nicht enthalten. Vereinzelte Vorkommnisse von Glimmerschiefern führen auch grünen Chromglimmer (Steinbach und Alzenau im Spessart), andere weissen Barytglimmer (Habachthal im Salzburgischen). — Der Quarz als wesentlicher Gemengtheil bildet Körner und Körneraggregate, die sich theils zu linsenförmigen Massen häufen, theils auch continuirliche Lagen von wechselnder Mächtigkeit bilden. Linsen wie Lagen werden derart von Glimmer eingehüllt, dass man auf dem Hauptbruch des Gesteins nur den Glimmer sieht, der Quarz erst auf dem Querbruch zum Vorschein kommt. Ausserdem aber erscheint der Quarz in grös-

seren linsenförmigen Massen, die nicht eigentlich zum Bestande des Gesteins im engeren Sinne gehören, sondern, wie im Gneiss, begleitende Bestandmassen darstellen. Sie haben hier denselben Ursprung und dieselbe Beschaffenheit wie dort (S. 490). — Alle Glimmerschiefer enthalten kleine Mengen von Eisenerzen und zwar vorwiegend von Eisenglanz, anscheinend seltener Magnetit und Ilmenit. Die Behandlung der beiden Erstgenannten mit Salzsäure legt gar oft Rutilmikrolithe als krystallographisch orientirte Einschlüsse bloss, wie sie gelegentlich auch schon mit der Loupe erkennbar sind. Wenn der Gehalt an Eisenglanz und Magnetit grösser wird, so erhält man die Übergänge in Eisenglimmerschiefer (Itabirit). — Apatit, meistens in rundlichen Körnern, seltener in den zierlichen Nadeln der Eruptivgesteine, ist nur spärlich vorhanden; auch der gelegentliche Zirkon zeigt oft die deutlichste Abrundung durch Transport. — Es dürfte kaum Glimmerschiefer geben, welche nicht kleine Mengen von Turmalin in makro- oder mikroskopischer Ausbildung zeigen; er hat bald den Schörlcharakter, wie in vielen Gneissen, bald den der Turmalinmikrolithe in den Phylliten; immer ist er idiomorph in der Prismenzone; terminalen Idiomorphismus und zwar mit hemimorpher Ausbildung zeigen die mikroskopischen Individuen stets, die makroskopischen weit seltener. — Auch der Rutil dürfte keinem Glimmerschiefer ganz fehlen; vereinzelt tritt er in makroskopisch dicken Prismen oder in bohnenförmigen Körnern, sonst allgemein in mikroskopischen Einzelkrystallen und Zwillingen, theils selbständig im Gesteinsgewebe, meist aber eingewachsen in Glimmer (besonders in Muscovit und Paragonit), in den Eisenerzen, selten im Quarz auf. — Kein anderer Gemengtheil hat allgemeine Verbreitung, manche aber eine so weite, dass man nach ihrem reichlicheren Auftreten Abarten der Glimmerschiefer aufgestellt hat, welche unten folgen, während man sie bei spärlicher Anwesenheit in der Nomenclatur nicht berücksichtigt. — Den Charakter ganz zufälliger accessorischer Gemengtheile haben die seltenen Vorkommnisse von Cordierit, Smaragd, Chrysoberyll, Topas, Cassiterit, Kiesen u. s. w. — Die accessorischen Bestandmassen sind wesentlich dieselben, wie im Gneiss.

§ 368. Der chemische Bestand der Glimmerschiefer ist wenig bekannt; die Zahl der Analysen ist sehr gering und von diesen sind mehrere unmöglich richtig und einige beziehen sich auf Vorkommnisse, die nur scheinbar Glimmerschiefer sind. Die folgenden Analysen (S. 513) können also nur ein sehr beschränktes Bild von dem chemischen Bestande dieser im höchsten Grade mannichfaltigen Gesteinsfamilie geben.

Die chemische Verwandtschaft mit manchen Sandsteinen und Thonschiefern ist bei den ersten sechs Analysen deutlich; die Analyse 7 würde einer mehrfachen Deutung zugänglich sein; für 8 und 9 fehlt es an zweifellosen Analogien sowohl unter den Sedimenten, wie unter den Eruptivgesteinen. Es bietet also die Deutung der Glimmerschiefer-Genese weit grössere Schwierigkeiten als die der Gneisse, doch liegen diese nicht in der Sache, sondern in dem Mangel ausreichender chemischer Erfahrung.

§ 369. Die Parallelstructur der Glimmerschiefer (Fig. 87) ist immer deutlich und zwar um so mehr, je grösser die Menge des

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	a.	b.	c.	d.	e.
SiO_2 . . .	75,39	64,77	76,19	69,45	69,03	66,21	57,67	50,20	46,81	48,00	67,47	37,90	38,96	37,52	37,66	36,72
TiO_2 . . .	—	0,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,21	—	—	—	0,87
Al_2O_3 . .	12,69	14,45	9,77	14,24	16,15	18,60	17,92	35,90	40,06	13,53	26,13	18,83	24,05	20,01	14,80	56,99
Fe_2O_3 . .	1,42	1,84	4,29	—	1,55	—	—	2,36	Sp.	4,87	0,96	4,22	11,49	—	4,56	6,91[1]
FeO . . .	2,06	4,54	—	6,54	1,92	5,34	9,10	—	—	—	2,19	15,86	—	36,02	32,97	—
MnO . . .	—	0,11	—	—	0,16[1]	—	—	—	—	—	—	0,70	—	—	1,29	2,37
MgO . . .	0,36	2,34	1,33	1,35	0,81	1,24	3,29	—	0,65	—	0,21	13,50	—	2,51	1,81	—
CaO . . .	0,63	2,33	—	2,66	2,83	0,44	3,19	—	1,26	—	0,30	—	—	0,89	5,89	—
Na_2O . .	0,71	1,37	1,39	4,02	4,18	2,16	1,09	8,45	6,40	1,07	0,66	0,59	23,83	—	—	—
K_2O . . .	4,45	5,03	3,82	2,52	1,63	3,80	3,86	—	—	2,00	0,26	6,96	—	—	—	—
H_2O . . .	2,14	1,92	1,45	0,52	2,33*	2,04	3,19	2,45	4,82	1,73	0,39	1,23	1,94	—	—	—
P_2O_5 . . .	—	0,20	—	—	0,08	0,01	0,38	—	—	Sp.	0,69	—	—	—	—	—
Sa. . . .	99,85	100,58	98,24	101,30	100,67	100,55	99,69	99,86	100,00	99,74	100,13	100,00	100,27	98,24	100,06	100,62
Sp. G. . .	—	—	—	3,141	—	—	—	2,778	—	2,814	—	—	—	—	—	—

* Glühverlust. [1] ist Mn_2O_3.

1. Heller Glimmerschiefer (Muscovitschiefer). Blistorp. Westanå. Schweden. Aus Gneiss.
2. Biotitschiefer. Bett des Cross River bei Gunflint Lake. Minnesota. U. S. A. (Mit 0,60 SO_3, 0,41 CO_2, 0,07 hygroskop. Wasser.)
3. Muscovitbiotitschiefer mit wenig Biotit. Näsodden. Christiania. Aus Gneiss.
4. Grauer Glimmerschiefer, quarzarm, mit Feldspath und Granat. Brixen. Tirol.
5. Heller Glimmerschiefer mit Glaukophansäulen. Syra.
6. Muscovitbiotitschiefer. Munzig bei Meissen (Grundgebirge). (Mit 0,71 SO_3, Spur Li_2O.)
7. Glimmerschiefer. Gegend von Messina.
8. Paragonitschiefer. Südabhang des St. Gotthard.
9. Paragonitschiefer. Südabhang des St. Gotthard.
10. Kalkglimmerschiefer. Prettau. Tirol. (Mit 22,67 $CaCO_3$, 3,20 $MgCO_3$, 2,67 Mn_3O_4.)
11. Disthenschiefer. Westanå. Schweden.

a. Biotit aus Epidotbiotitschiefer. Klausenalpe im Zemmgrund. Tirol.
b. Epidot aus demselben.
c. Granat aus Glimmerschiefer. Oravitza. Banat.
d. „ „ „ Meall Luaidh. Schottland.
e. Manganandalusit aus Ottrelithquarzit. Westanå. Schweden.

Glimmers und je geringer die Menge des Quarzes ist. Sie bleibt auch da wohlerhalten, wo die Schieferungsebene gebogen, gefaltet, ja ins zierlichste gefältelt ist, so dass gelegentlich eine zur Hauptschieferung geneigte Transversalschieferung entsteht. Je nachdem der Quarz in linsenförmigen Aggregaten oder in continuirlichen Lagen sich darstellt, ist die Structur flasrig oder lagenförmig (Lagenglimmerschiefer). Durch rundliche Quarzmassen und durch grössere Individuen von Übergemengtheilen wird der Habitus ähnlich dem mancher Augengneisse oder anscheinend porphyrisch. Dynamische Phänomene sind äusserst verbreitet sowohl in der Faltung und Fältelung, Knickung und Torsion der Glimmerlamellen, wie in der Deformation der Quarzlinsen und Quarzlagen. Auch Zerbrechungen und Verdrückungen der Übergemengtheile sind verbreitet und deuten auf eine spätere, nach der Bildung des Gesteins wiederholte Pressung. — Die Blättchen des dunklen Glimmers, sowie die Nebengemengtheile Rutil, Turmalin u. s. w. liegen in manchen Vorkommnissen nicht in der Structurebene, sondern unabhängig von dieser. Eine der interessantesten und wichtigsten Structureigenthümlichkeiten der Glimmerschiefer liegt darin, dass ebenso wie in den Phylliten die Einschlüsse der Gesteinsgemengtheile (Glimmer, Quarz, Graphit, Turmalin, Rutil u. s. w.) in den grösseren Übergemengtheilen (Granat, Staurolith, Disthen u. s. w.) genau dieselbe Anordnung in dem Wirth, wie im Gestein selbst besitzen, so dass also gewissermaassen die Gesteinsmasse selbst sich durch die grösseren Krystalle hindurch fortsetzt (Fig. 88 und 89). Das beweist, dass diese nicht älter, sondern gleichaltrig mit der Gesteinsentwicklung sind und dass die Umkrystallisation sich im starren Aggregatzustand vollzog. — Gegenüber den Gneissen ist hervorzuheben, dass centrische Structuren an den Glimmerschiefern trotz ihres z. Th. beträchtlichen Granatgehaltes nur selten vorzukommen scheinen.



Fig. 87. Glimmerschiefer mit Granat. Guldalen, Norwegen. Vergr. 15 : 1.

§ 370. Nach der Natur des oder der herrschenden Glimmermineralien unterscheidet man zunächst die Hauptarten des Muscovit-

schiefers, des Biotitschiefers, des Muscovit-Biotitschiefers und des Paragonitschiefers. Die drei ersten finden sich in weiter Verbreitung in allen Gebieten, wo diese Gesteine überhaupt erscheinen und bedürfen keiner Fundortangabe. Sie sind auch in der krystallinen Facies echter Sedimentformationen häufig. — Der Paragonitschiefer dagegen ist ein im Ganzen seltenes Gestein, gänzlich unbekannt bis heute in dem Gneissgebirge, beschränkt auf die höheren Abtheilungen des Grundgebirges und auf Sedimentformationen in krystalliner Facies. Hauptfundorte sind der Südabhang des St. Gotthard (Val Canaria, der Monte Campione bei Faido oder richtiger die Alp Sponda oberhalb Cheronico, von wo die durch ihren Gehalt an Disthen, Staurolith u. s. w. berühmten Gesteine in allen Sammlungen verbreitet sind, die Insel Syra im griechischen Archipel, der District von Nishne-Issetsk im Ural, Californien).



Fig. 88. Epidotglimmerschiefer, quer zur Schieferung. Ulriken, Wallis. Der Epidot ist im Bilde weggelassen. Vergr. 15 : 1.

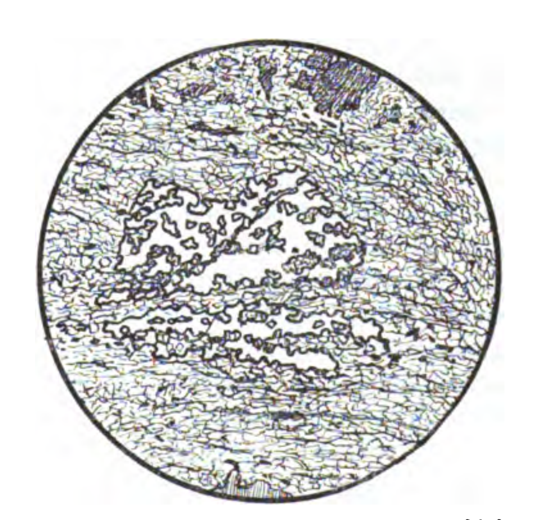


Fig. 89. Granatglimmerschiefer, senkrecht zur Schieferung. Val Tremola, St. Gotthard. Vergr. 15 : 1.

Von Abarten, welche auf die reichliche Anwesenheit eines Übergemengtheils gegründet sind, verdienen Erwähnung:

1) Gneissglimmerschiefer, mit grösserem Gehalt an Feldspath und somit hinüberführend zum Gneiss, besonders in den tieferen Lagen der Glimmerschieferformation entwickelt.

2) Granatglimmerschiefer, eine Abart, die sich sowohl aus Muscovitschiefern, wie Biotitschiefern und Muscovit-Biotitschiefern

durch reichlichen Gehalt an Granat entwickelt. Dieser gehört nach den vorhandenen Analysen (S. 513) zum Eisenthongranat, wie in den Gneissen; er ist fast ausnahmslos idiomorph und zwar in Rhombendodekaëdern (Fig. 87), oft auch mit untergeordneten 202 (211), und hat rothe Farbe im auffallenden und durchfallenden Lichte. Er liebt es in auffallend grossen Individuen zu erscheinen und meidet gern mikroskopische Dimensionen. — Allverbreitet.

3) Staurolithglimmerschiefer mit oft 3 cm langen, aber bis zu mikroskopischen Dimensionen herabsinkenden Staurolithen finden sich im Erzgebirge bei Langhennersdorf, bei Zöptau in Mähren, im Oberinnthal und Val Canaria in der Schweiz u. a. O. Granat und Turmalin sind häufige Begleiter des Stauroliths.

4) Andalusitglimmerschiefer kennt man aus dem bayrischen Walde, aus der Gegend von Landeck in Schlesien u. s. w. Der Andalusit tritt z. Th. als eigentlicher Gemengtheil, z. Th. aber eingewachsen in Quarzlinsen auf. In einem sehr quarzreichen, mit Quarzit verbundenen Muscovitschiefer von Westanå in Schweden fand Bäckström neben Ottrelit, Cyanit und normalem Andalusit auch einen Manganandalusit (Analyse e, S. 513) mit starkem Pleochroismus, wobei die nach der Vertikalaxe schwingenden Strahlen intensiv gelb, die nach den Horizontalaxen schwingenden blaugrün sind.

5) Disthenglimmerschiefer sind sehr verbreitet im Spessart, im bayrischen Wald, im niederösterreichischen Waldviertel, im Val Canaria u. a. O. Der Disthen, meist blau gefärbt bis farblos, gelegentlich schwarz durch kohlige Substanzen, pflegt nur in der Prismenzone idiomorph zu sein; Biegungen und Verschiebungen, bei denen die Basis als Gleitfläche fungirt, sind recht häufig. In Glimmerschiefern des Val Piora bei Airolo häuft sich der Disthen so, dass der Glimmer fast vollständig verschwindet und ein reiner Disthenschiefer mit Quarz vorliegt. Die Zusammensetzung eines mit Quarziten und conglomeratischen Quarziten verknüpften Disthenschiefers von Westanå in Schweden giebt Analyse 11, S. 513. Das Gestein besteht aus rund 37 % Disthen und Rutil, 49 % Quarz, 13 % Ottrelith und 1 % Hämatit.

6) Amphibolglimmerschiefer enthalten reichliche Mengen von schwarzen bis dunkelgrünen Hornblendeprismen, die nach ihrem optischen Verhalten mehreren Arten angehören. Sie fehlen keinem Glimmerschiefergebiet ganz; bekannt sind besonders die Vorkommnisse von Goldmühl unfern Berneck im Fichtelgebirge, von Pressnitz in Böhmen und vom Val Canaria am Südabhang des St. Gotthard. Hier kommen neben einzelnen Hornblendekrystallen oft zierliche radialstrahlige Gruppen dieses Minerals vor. Es giebt durch Zunahme der Hornblende Übergänge in Hornblendeschiefer.

7) Glaukophanglimmerschiefer sind stets helle Glimmerschiefer ohne oder mit nur spärlichem Biotit. Der blaue Glaukophan hat die Form und Erscheinungsweise der Hornblende. Epidot, Diopsid, Sismondin und Granat sind häufige Begleiter. Die Gesteine sind bekannt von der Insel Syra im Griechischen Archipel, Analyse 5, von der Insel Groix an der Südküste der Bretage, aus Californien und einigen andern Localitäten.

8) Epidotglimmerschiefer sind bekannt vom Wechselgebirge, dem nordöstlichen Ausläufer der Alpenkette in Niederösterreich mit Muscovit, am Greiner in Tirol mit Biotit und aus dem Glimmerschiefergebiet am Südabhang des St. Gotthard. Man beachte die Analyse b oben.

9) Chloritoidglimmerschiefer treten gerne zusammen mit Glaukophanglimmerschiefern auf. — Einen glimmerfreien Chloritoidschiefer, der neben 64 % Chloritoid 30 % Quarz, 4 % Rutil und Erze und fast 2 % Titanit enthält, beschrieb CATHREIN aus der Liechtensteinklamm im Grossarlthal bei St. Johann im Pongau.

10) Graphitglimmerschiefer und Graphitoidglimmerschiefer kennt man im Erzgebirge (Elterlein, Wiesenthal u. s. w.), im Fichtelgebirge (Tirschenreuth), in den Pyrenäen u. a. O.

11) und 12) Durch reichlicheren Eintritt von Chlorit oder Talk in das Gewebe des Glimmerschiefers entwickeln sich die Chloritglimmerschiefer und die Talkglimmerschiefer.

13) Kalkglimmerschiefer, die aus wechselnden dünnen Lagen von Glimmer und einem Gemenge von Quarz und Calcit bestehen, seltener ihren Calcitgehalt in Linsen entwickeln, die von Glimmerflasern umflochten werden, treten in besonders reicher Entwicklung in den Alpen in Gesellschaft von Gneiss, Glimmerschiefer, Chloritschiefer und körnigem Kalk auf. Granat, Epidot, Graphit, Hornblende, auch Titanit sind häufige Übergemengtheile. Die Tauernkette, das Gasteiner-, Fusch-, Pfitsch- und andere Thäler sind bekannte Fundorte. Ebenso kommen sie am Südabhang des St. Gotthard, in Kärnthen, am Mont Cenis, in den Walliser und Bündner Alpen u. s. w. vor. — Statt des Calcits ist bisweilen ein dolomitisches Carbonat vorhanden, das bei Verwitterung viel Limonit ausscheidet.

14) Conglomeratglimmerschiefer kennt man ebenso wie Conglomeratgneisse. Schon LYELL beschreibt sie aus Massachusetts mit Geschieben von Quarz und Granit, MACCULLOCH vom Sheballian in Schottland. Sehr genau untersucht ist ein schwedisches Vorkommen bei Westanå in Schonen, wo ein quarzitischer magnetitführender Muscovitschiefer der oberen Abtheilung des Grundgebirges 0,5—1 dm grosse Geschiebe von magnetithaltigem Quarzit, wie er im Liegenden des Muscovitschiefers auftritt, neben spärlichen Geröllen

von Gangquarz, Turmalinschiefern und Hämatitquarzit führt. Die Gerölle zeigen z. Th. starke dynamische Phänomene. Auch bei Bergen in Norwegen werden conglomeratische Glimmerschiefer beschrieben, sowie von den Bear Mountains in Vermont.

§ 371. Durch mehr oder weniger vollständigen Ausfall des Glimmers verlaufen die Glimmerschiefer in Quarzitschiefer und Quarzite, die bei dichtem bis feinem Korn und weisser, grauer, bläulicher, auch röthlicher und schwarzer Farbe sich in keinem wesentlichen Punkte von den Quarziten der älteren Sedimentformationen unterscheiden (S. 407). Die Folge ihres Auftretens im krystallinen Schiefergebirge ist die häufig vorhandene Streckung (Fig. 90) und die oft überraschende Biegung und Faltung dieser so spröden Massen (Fig. 65, S. 408). Solange die einzelnen früheren Quarzkörner als solche zu erkennen sind, ist der Bruch eben bis uneben; bei vollständiger Verwischung der alten Korngrenzen unter orientirter Krystallisation des kieseligen Bindemittels wird der Bruch oft flachmuschlig, der Glanz deutlich fettig.

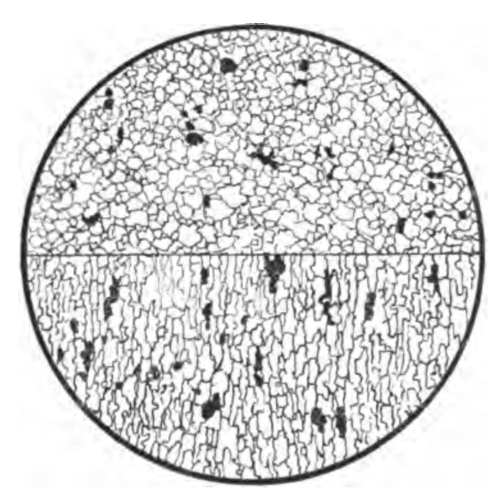


Fig. 90. Gestreckter Quarzit. Eidsborg, Telemarken, Norwegen. Oben Querschnitt, unten Längsschnitt. Vergr. 30 : 1.

War das Bindemittel nicht kieselig oder nicht rein kieselig, so ist es in mancherlei Mineralien umgewandelt, die je nach der Menge des ursprünglichen Cäments zu sehr beträchtlichen Quantitäten anwachsen können. So entstehen die Graphitquarzite und Graphitoidquarzite, auch oft Graphitschiefer genannt, aus kohlereichen Sandsteinen, die Sillimanitquarzite aus thonigen Sandsteinen, die Glimmerquarzite aus Arkosesandsteinen, die Epidotquarzite aus Sandsteinen mit mergeligem Cäment. Daneben sind oft Granat in Körnern und Krystallen, Turmalin, Magneteisen und Eisenglanz, Rutil, Hornblende, Glaukophan, Pyroxen, Sprödglimmer, Talk, auch Calcit in erwähnenswerther Menge beigemischt. — Wie in den Sandsteinen die relative Menge von Quarzkörnern schichtenweise und im Streichen oft schwankt, so erklärt sich der vielfache Übergang und die Ver-

knüpfung der Quarzite mit Glimmerschiefern, Eisenglimmerschiefern, Epidotschiefern und andern Gesteinen.

Piemontitschiefer ist ein Quarzschiefer mit reichlichem Gehalt an zierlichen, oft über centimetergrossen Krystallen von Manganepidot, der dem Gestein eine röthlichviolette Farbe ertheilt, nebst wechselnden Mengen von Muscovit, Epidot, Granat, Rutil, Turmalin und etwas Feldspath; es giebt Abarten, in denen der Quarz zurücktritt und solche, die nur kleine Mengen von Piemontit führen. Er ist besonders auf der Insel Shikoku in Japan in höherem Niveau der krystallinen Schiefer und in Gesellschaft von Glaukophangesteinen verbreitet; ebenso kennt man ihn mit purpurgrauer Farbe am Kara-Dagh im nordöstlichen Karien. Derselbe muss chemisch den Mn-reichen Phylliten und Quarziten der Ardennen (S. 446) nahestehen.

Die Structur dieser Quarzitschiefer wechselt einigermassen. Oft sind die Körner des ursprünglichen Sandsteins noch deutlich zu erkennen, an ihre Oberfläche haben sich die kohligen und sonstigen Verunreinigungen angeheftet und auch das quarzige Bindemittel ist durch seine geringere Korngrösse wohl charakterisirt. In andern Fällen hat sich das SiO_2-Cäment wie bei den Krystallsandsteinen in paralleler Orientirung an die Quarzkörner angesetzt und füllt deren Zwischenräume aus. Dann greifen auch oft die einzelnen Sandkörner und ihre Anwachshüllen in fingerartig verschlungener und mannichfach verzahnter Weise zickzackförmig ineinander ein. Endlich werden durch den Gebirgsdruck die Grenzen mehr oder weniger vollkommen verwischt, die ursprünglich klastischen Sandkörner zerdrückt, ausgewalzt und ineinandergeschweisst.

Der sogen. Dattelquarz im Gneiss von Krummendorf bei Strehlen in Schlesien ist ein stark gepresster conglomeratischer Quarzitschiefer. Dattelkernähnliche, stark gepresste Quarzitgerölle liegen in einer feinkörnigen Quarzgrundmasse; die Structur tritt für das unbewaffnete Auge erst bei der Verwitterung recht deutlich zu Tage. Ähnliche conglomeratische Quarzitschiefer kommen bei Laurgaard auf dem Dovrefjeld in Norwegen und in Schottland vor.

Quarzite und Quarzitschiefer finden sich in allen Gneiss- und besonders auch in Glimmerschiefergebieten in solcher Fülle, dass es der Anführung von Fundorten nicht bedarf.

Die Familie der Talkschiefer.

§ 372. Talkschiefer ist ein feinschuppiges bis grossblättriges Aggregat von Talk mit meistens paralleler, aber auch mit verworrener Anordnung der einzelnen Schuppen und Blätter, von eben-schiefrigem oder auch gebogen-schiefrigem Gefüge, meistens mit grünlicher Farbe,

	1.	2.	3.	4.	a.	b.
SiO_2	53,28	50,81	58,66	51,50	55,52	50,80
Al_2O_3	4,43	4,53	9,26	3,65	1,17	3,40
Fe_2O_3	5,79	7,58	4,42	—	6,12	1,39
FeO	1,04		—	7,38	—	8,11
MgO	29,85	31,55	22,78	22,36	35,85	22,77
CaO	1,51	—	0,94	11,25	2,23	12,31
Na_2O, K_2O	1,49	—	—	—	—	—
H_2O	2,60*	4,42	4,09	3,60	—	—
Sa.	99,99	98,89	100,15	99,74	—	—

* Glühverlust.

1. Talkschiefer. Zöbtau. Mähren.
2. „ Gastein. Salzburg.
3. „ Falun. Schweden.
4. „ Potton. Canada. (Mit Spur NiO.)

a. Lherzolith. Locana.
b. Dunit. Dun Mountain.

fettigem Anfühlen und sehr geringer Härte = 2. An Übergemengtheilen haben Magnetit und Chromit, Chloritmineralien, sowie Strahlstein und Hornblende, auch Pyrit eine ziemliche Verbreitung. Apatit fehlt selten ganz; Olivin, auch Bronzit oder Entstatit finden sich gelegentlich in kleinen Körnern und faustgrossen Stücken, so auch der Glinkit genannte Olivin im Ural. Zinkspinell, auch Sprödglimmer kommen vereinzelt vor; ebenso wird Turmalin mehrfach angegeben. Eine grosse Anzahl der in der Litteratur genannten Übergemengtheile gehören nicht dem Talkschiefer an, sondern dem oft damit verwechselten Sericit- und Glimmerschiefer. — Quarz kommt ganz ausnahmsweise vor, auch Dolomit und Magnetit finden sich vereinzelt und sind secundärer Entstehung. — Manche zum Talkschiefer gestellten Gesteine gehören zum Listwänit.

Die chemische Zusammensetzung, wie die Analysen 1—4 sie darstellen, zeigt deutlich die Abstammung von Peridotiten bezw. Pyroxeniten; man vergleiche S. 169, von wo a und b theilweise wiederholt wurden. Der Talk ist unschmelzbar und wird von Säuren nicht angegriffen; das bewahrt in Verbindung mit der blassrothen Färbung beim Glühen mit Kobaltsolution vor Verwechselung mit andern Mineralien. Das specifische Gewicht schwankt um 2,7—2,8.

Der Talkschiefer bildet unbedeutende Einlagerungen in meistens höheren Horizonten des Grundgebirges und in dynamometamorphen Sedimenten; er ist oft vergesellschaftet mit Serpentin, Chloritschiefer und Hornblendeschiefer, und die mehrfach festgestellte Verknüpfung mit Olivingesteinen (Halbinsel Bergen zwischen Aadland und Trengereid,

Konradsreuth im Fichtelgebirge) spricht in Übereinstimmung mit seiner chemischen Zusammensetzung deutlich für die angegebene Entstehung. — Der Talkschiefer ist ein im Ganzen seltenes Gestein. Bei Zöptau in Mähren liegt er im Glimmerschiefer und wird von einer dünnen Schale von Chloritschiefer eingehüllt. — Im Fichtelgebirge findet er sich bei Konradsreuth, Förbau, Hof, Zell u. s. w. — Schweden, Norwegen, Canada und die Vereinigten Staaten sind reicher an Talkschiefern. — Ob die in den Alpen verbreiteten Talkschiefer hierher oder theilweise zum Listwänit gehören, ist unbekannt. — Reich an Talkschiefern ist der Ural.

Durch die reichliche Beimengung von Chlorit vollziehen sich Übergänge in Choritschiefer.

Die Familie der Chloritschiefer.

§ 373. Die Chloritschiefer sind dick- bis dünnschiefrige Aggregate von Chloritmineralien von mehr schuppigem als blättrigem, sehr selten grossblättrigem Gefüge. Ihre Farbe ist lauchgrün bis schwärzlichgrün, die Härte gering, etwa 2, das Anfühlen oft etwas fettig. Das specifische Gewicht ist 2,7—2,8.

An Übergemengtheilen sind besonders hervorzuheben: der allverbreitete Magnetit in vorzüglichen Einzelkrystallen und Zwillingen; er gilt mit Recht für einen charakteristischen Übergemengtheil; Strahlstein oder Hornblende, gelegentlich auch Glaukophan, alle in schlanken säulenförmigen Individuen, Epidot in Körnern und Krystallen, Rutil in zierlichen Mikrolithen, Apatit in Säulen und Körnern, Titanit in Körnern und selten in Krystallen. Doch treten diese Übergemengtheile nirgends alle zusammen auf, sondern in verschiedener und wechselnder Gesellschaft. Als gelegentlich werden aufgeführt: Feldspath, Turmalin, Korund, Smirgel, Disthen, Chromit, Sismondin. Für einzelne Vorkommnisse bedeutsam sind Graphit und Carbonspäthe (Dolomit, Magnesit und Calcit), letztere bald in der Form des Grundrhomboëders, bald in linsenförmigen Lagen und in continuirlicher schichtenähnlicher Ausbreitung. Quarz scheint den echten Chloritschiefern zu fehlen.

Eigene Unterarten der Chloritschiefer entstehen durch reichliche Beimengung von Amphibol (Amphibolchloritschiefer), von Glaukophan (Glaukophanchloritschiefer, gern mit accessorischem Margarit und Granat), von Epidot (Epidotchloritschiefer).

Allverbreitet ist Serpentin als Übergemengtheil, durch dessen Zunahme die Serpentinchloritschiefer entstehen und in die Serpentinschiefer hinüberleiten; ähnliche Stellung nimmt der Talk ein (Talkchloritschiefer). Eine strengere Scheidung nach der herr-

schenden Chloritart in Pennineschiefer und Klinochlorschiefer ist bisher nicht durchgeführt.

Die chemische Zusammensetzung der Choritschiefer ist sehr wenig bekannt. Die folgenden Analysen zeigen deutlich, einen wie verschiedenen Ursprung diese Gesteine haben und wie heterogene Dinge hier zusammengefasst werden.

	1.	2.	3.	4.
SiO_2	49,18	42,08	31,54	26,22
TiO_2	—	—	—	0,68
Al_2O_3	15,09	3,51	5,44	23,70
Fe_2O_3	12,90	—	10,18	15,76
FeO	—	26,85	—	14,54
MnO	—	0,59	—	0,10
MgO	5,22	17,10	41,54	8,31
CaO	10,59	1,04	—	1,70
Na_2O	3,64	Sp.	—	0,48
K_2O	1,51			0,58
H_2O	1,87	11,24	9,32	7,28
Sa.	100,00	102,41	98,02	99,35

1. Chloritschiefer. Östlich Rotön. Schweden. (Mit Feldspath, Epidot, Hornblende und etwas Quarz.)
2. „ Riffelhorn. Abhang nach dem Gorner Gletscher.
3. „ Pfitschthal. Tirol.
4. „ Benguet. Luzon. Nach Ausscheidung der zahlreichen Magnetitkrystalle.

Der Chloritschiefer von Rotön in Schweden (1) hat die Zusammensetzung der Diabase und gehört zu den Grünschiefern, wie auch seine Übergemengtheile zeigen. Das Gestein vom Riffelhorn ist ein Serpentinchloritschiefer, der offenbar aus einem Olivingestein der Gabbroreihe hervorging. Gleichen Ursprung könnte der Chloritschiefer des Pfitschthals vielleicht haben. Diese wären also Orthochloritschiefer; der Chloritschiefer von Luzon (4) ist dagegen ein Parachloritschiefer und hat die nächsten chemischen Beziehungen zu gewissen Thuringitgesteinen (man bedenke, dass die Einsprenglinge von Magnetit entfernt waren) und gewissen sehr eisenreichen Thonschiefern; man vergl. Analyse 12, S. 435, und 16, S. 450. — An monchiquit-alnöitartige Muttergesteine zu denken, verbietet der Kalkgehalt.

Die Chloritschiefer bilden untergeordnete Einlagerungen im Gneiss, Glimmerschiefer und Phyllit, so spärlich im Fichtelgebirge (Gegend von Hof) und Bayrischen Wald (bei Erbendorf und bei Rittsteig, hier, was für die Genese hervorgehoben werden muss, ein Lager von dolomitischem Kalk umschliessend und also vielleicht in die Nähe des Listwänit gehörend), im Wechselgebirge (nach der Beschreibung sicher

ein Parachloritschiefer). — Verbreitet ist er in den Alpen Salzburgs, Tirols, Kärnthens, im Veltlin, am St. Gotthard, in Graubünden und in den penninischen Alpen. Weit verbreitet ist er im Ural, Schweden, Canada, den Vereinigten Staaten und Brasilien.

Die Familie der Amphibol- und Pyroxengesteine.

§ 374. Als Einlagerungen in den Gneissen, Glimmerschiefern und Phylliten tritt in grosser Mannichfaltigkeit des chemischen und mineralischen Bestandes sowie der Structur eine Gruppe von Gesteinen mit bald deutlichem bis sehr evidentem Schiefertypus, bald mit mehr oder weniger bis vollkommen richtungslosem Gefüge auf, denen es gemeinsam ist, dass sie zum grossen Theil bis gänzlich aus Mineralien der Amphibol- oder der Pyroxenfamilie bestehen. Je nachdem das Amphibolmineral zu den gewöhnlichen oder den alkalireichen Gliedern der Reihe gehört, unterscheidet man Hornblendegesteine und Glaukophangesteine. Innerhalb jeder dieser Gruppen befinden sich eine Anzahl von Typen, die — wennschon durch mannichfache Zwischenglieder verknüpft — in reiner Entwicklung wohl unterscheidbar sind. Bei den Hornblendegesteinen giebt es einen wesentlich feldspathfreien Typus, der die Strahlsteinschiefer, Nephrite, Hornblendeschiefer und Hornblendefelse umfasst, und einen feldspathführenden, die Amphibolite. In diesen kann Feldspath durch Skapolith, Epidot, Zoisit vertreten werden. Die Glaukophangesteine enthalten nur ausnahmsweise Feldspath. — Die Pyroxengesteine bilden mehr eine Art Anhang zu den verschiedenen Amphibolgesteinen.

§ 375. Die Strahlstein- oder Aktinolithschiefer sind hellgrüne, graugrüne bis schwärzlichgrüne Gesteine, welche bei bald dünnschiefrigem, bald dickschiefrigem Gefüge ganz wesentlich aus Strahlstein bestehen. Ihr Korn wechselt vom Dichten bis zum Grobkörnigen, wobei allerdings die Extreme selten, ein feines Korn am häufigsten ist. Der Strahlstein bildet prismatische Individuen meistens ohne Krystallflächen in der Prismenzone und stets ohne solche an den Polen; im durchfallenden Lichte ist er bisweilen fast farblos, sonst grün in verschiedener Intensität. Eine Umwandlung in Serpentin ist nicht selten, die in Talk ist ebenfalls mehrfach beobachtet. — Neben Strahlstein pflegen sie kleine Mengen von oxydischen, auch von sulfidischen Eisenerzen zu führen, auch Apatit ist gelegentlich, aber stets sehr spärlich vorhanden. Eigentliche constante Neben- und Übergemengtheile scheint es nicht zu geben; dagegen kann man für gewisse Vorkommnisse Olivin und Chromit, für andere Epidot als charakteristisch bezeichnen. Die ersteren scheinen nie Glimmer zu führen, in

den letzteren ist der Glimmer nicht allzu selten. Kleine Mengen eines farblosen bis hellgrünen Diopsid erscheinen gelegentlich in beiden. Granat kommt im Ganzen recht selten vor.

Die Hornblendeschiefer unterscheiden sich von den Strahlsteinschiefern wesentlich nur durch die Natur des Amphibolminerals, welches hier entweder der gemeinen Hornblende, oder seltener dem Grunerit (Gruneritschiefer), einem eisenreichen Strahlstein angehört. Hornblendeschiefer und Hornblendefels sind stofflich identisch, nur hat der Hornblendefels keine schiefrige Structur. Der Feldspath fehlt auch hier vollständig, Granat in kleinen Mengen ist nicht allzuselten, Epidot, auch wohl Zoisit in manchen Vorkommnissen reichlicher; ein rhombischer Amphibol (Anthophyllit oder Gedrit) nur an wenigen Orten beobachtet. Eisenerze, hauptsächlich Titaneisen und daraus entstandener Titanit treten bisweilen in nennenswerther Menge auf und fehlen kaum je ganz. Es scheint, dass sie dann durch Rutil vertreten werden, der auch in den Strahlsteinschiefern selten ganz fehlt. Es giebt Hornblendeschiefer, welche Talkblättchen in beträchtlicher Menge führen, die sicher nicht aus Hornblende entstanden. Ebenso kommt Chlorit und Calcit vor. — Andere führen reichlich Muscovit, so dass förmliche Übergänge in Muscovitschiefer vorhanden sind. In solchen ist nicht selten auch Quarz und Feldspath in kleiner Menge nachzuweisen, ja, es fehlen auch nicht die für Glimmerschiefer so charakteristischen Quarzlinsen, als begleitende Bestandmassen.

Zu den Strahlsteinschiefern gehören auch als eine structurelle Unterabtheilung die Nephrite[1]; sie sind meist aus äusserst krypto-

[1] In ähnlicher Weise wichtig in der Culturgeschichte der Menschheit, wie der Nephrit, ist der Jadeit, ein feinkörniges bis dichtes, selten grobkörniges Aggregat von Jadeitkörnern und -Säulen, von oft schneeweisser Farbe und dann marmorähnlichem Aussehen, auch grünlich oder weisslich mit Stich ins Violette und endlich in den genannten Farben fleckig, geadert oder geflammt. Der Bruch ist uneben und splittrig, H. = 6,5, spec. Gew. 3,3. Die Structur ist allotriomorph-körnig und öfters kataklastisch. Anstehend kennt man den Jadeit aus der Gegend des Dorfes Tammaw im Thale des Uru in Ober-Birma, in Gesellschaft von Serpentin, Albithornblendegesteinen und Hornblende- (Glaukophan-) Schiefern, sowie von metamorphen Kalken und umgeben von tertiären Sandsteinen. Die Zusammensetzung des feinkörnigen, schneeweissen und smaragdgrüngefleckten Gesteins giebt Analyse 1. — Max Bauer wies in Geröllen von Jadeit, die als aus Tibet stammend im Handel sind, in wechselnden Mengen auch Nephelin nach. Dieser erklärt das niedrige specifische Gewicht eines Jadeits (Analyse 2) von unbekanntem Fundort in Birma. Die chemische Zusammensetzung der Jadeite ist die der elaeolithsyenitischen Alkalimagmen; doch fällt hier der Mangel des K_2O einigermaassen auf.

Man kennt Jadeit ferner anstehend an den nördlichen Abhängen des

meren, meistens verworren filzigfasrigen Aktinolithfäserchen aufgebaut, in denen nur spärlich Chromit- und andere Erzkörner erscheinen. Dieses verworren filzige Gefüge verleiht ihnen jene ungeheure Zähigkeit, der sie ihre wichtige Rolle als Steinwaffen in der Culturgeschichte der Menschheit verdanken. Lange waren sie nur in verarbeitetem, selten rohem Zustande in losen vereinzelten Vorkommnissen bekannt. Erst nach und nach hat man ihre Heimath in den krystallinen Schiefern Centralasiens, Sibiriens, Neuseelands und zuletzt auch bei Jordansmühl in Schlesien (in Verbindung mit Serpentin und Granulit) kennen gelernt.

Die chemische Zusammensetzung der Aktinolith-, Hornblende- und Grueneritschiefer, sowie der Nephrite, wie sie die Analysen S. 526 wiedergeben, verweist auf einen wechselnden Ursprung. Die eine Gruppe, wohin die Analysen 1—6, 8—10, 13 und 14 gehören, verweist auf ursprüngliches Eruptivmaterial von der Natur der Peridotite (Dunit und Lherzolith) und Websterite, wie der Vergleich mit den Analysen auf S. 169 darthut.

Nach derselben Richtung deutet unter anderem, wenn auch nicht zwingend, der häufige Gehalt an Chromit, Olivin und hellem Pyroxen, vor allem aber die häufige Verknüpfung mit Serpentin und die gelegentliche mit dessen Muttergesteinen, den Peridotiten. Das schönste Beispiel dieser Art in Deutschland beschrieb DATHE aus dem Gneiss des Eulengebirges bei Habendorf. Hier umschliest der Gneiss eine

---

Kuen-Luen in Ost-Turkestan am Tunga, einem linken Nebenfluss des Raskem Darja. In rohen und verarbeiteten Stücken aus prähistorischer Zeit hat man ihn vielfach in Europa und Amerika aufgefunden. — An Jadeit erinnert die Zusammensetzung eines saussüritähnlich aussehenden Pyroxens aus Eklogit aus dem Blue Ground von Jagersfontein im Oranje-Freistaat (Analyse 3), die E. COHEN mittheilt.

	1.	2.	3.
SiO_2	58,46	58,24	53,75
Al_2O_3	25,75	24,47	13,27
Fe_2O_3	—	1,01	—
FeO	—	—	1,19
MgO	0,34	0,45	9,92
CaO	0,63	0,69	15,89
SrO	—	—	0,31
Na_2O	13,93	14,70	4,84
K_2O	—	—	0,48
H_2O	1,00*	1,55	1,09
Sa.	100,11	101,11	100,74
Sp. G.	3,332	2,97	—

* Glühverlust.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11a.	11b.	11c.	12.	13.	14.
SiO_2	43,18	54,95	55,52	52,30	46,41	41,62	48,65	59,21	56,20	57,35	46,47	47,82	38,82	46,71	46,94	49,70
TiO_2	—	Sp.	0,45	—	—	—	—	—	—	—	0,21	0,65	0,15	2,80	fehlt	—
Al_2O_3	Sp.	2,88	1,75	1,30	6,73	4,81	16,42	1,16	1,87	0,22	8,68	7,88	0,39	4,31	0,66	1,35
Cr_2O_3	—	1,53	1,06	—	—	—	—	—	0,31	—	Sp.	0,63	3,32	—	—	—
Fe_2O_3	2,34	0,76	1,08	—	4,65	15,71 }	23,31	—	—	—	4,18	0,94	3,32	8,02	4,51	3,10
FeO	9,58	6,29	6,59	6,75	2,11	— }		2,40	3,58	5,94	3,73	3,50	4,06	18,07	33,72	37,19
MnO	—	—	—	—	—	—	0,48	—	0,24	—	—	—	—	—	0,31	0,93
MgO	38,47	21,02	21,24	21,50	26,25	25,66	2,32	20,81	22,25	20,70	22,79	29,36	43,45	2,04	6,64	5,72
CaO	2,46	11,53	10,72	15,00	10,64	4,98	7,16	14,08	13,23	13,47	9,05	3,06	Sp.	14,76	3,22	0,68
Na_2O	—	0,25	0,21	—	—	—	0,89	—	—	—	1,14	0,43	0,08	2,41	0,16	Sp.
K_2O	—	0,15	0,12	—	—	—	0,56	—	—	—	0,35	Sp.	0,09	—	—	—
H_2O	3,32	0,99	0,94	3,11	3,58	6,52	0,21	1,81	3,11	3,13	3,39	4,20	8,47	0,50	0,67	1,40
P_2O_5	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.		Sp.		0,07	0,12
Sa.	99,35	100,36	99,94	99,96	100,37	99,30	100,00	99,47	100,79	100,81	99,99	99,48	103,41	99,62	99,69	100,19
Sp. G. . . .	3,08	3,052	3,056	—	—	—	3,008	—	3,004	3,084	2,960	2,858	2,819	—	—	—

1. Strahlsteinschiefer, blassgrün, mit Serpentin, Olivin, Magnetit. Hinter dem Castell von Chiavenna. (Mit Spur NiO.)
2. „ grasgrün bis smaragdgrün; mit Chromit und ganz vereinzeltem Diopsid. Langenbilauer Forst. Eulengebirge. Schlesien.
3. „ grünlichgrau, mit Chromit und etwas Kies, vereinzelt Pyroxen und Zoisit. (Mit 0,26 CO_2.) Sonnenkoppe. Blatt Langenbielau. Ebenda.
4. „ St. Francis. Beauce. Canada. Grün, feinfasrig; in Serpentin.
5. Hornblendeschiefer, grün. Rauhenthal bei Eckkirch, unfern Markirch. Vogesen. Etwas serpentinisirt, mit etwas Magnetit und wenig farblosem Pyroxen.
6. „ schwarz. Selgapajalax. Finland.
7. „ magnetitreich. Miltitz b. Meissen. Sachsen.
8. Nephrit. Jordansmühl. Schlesien. Weisslich.
9. „ grün. Fluss Belaja, linksseitiger Zufluss der Angara. Gouv. Irkutsk.
10. „ dichte Grundmasse, von gleicher Zusammensetzung wie die grösseren Nadeln in derselben. Neu-Seeland.

11a. Hornblendefels, dickschiefrig, mit wenig Olivin, Chromit und Rutil; umhüllt

11b. Hornblende-Olivinfels (mit 0,41 CO_2), welcher einen Kern enthält von

11c. schwärzlichgrünem bis olivingrünem Olivinfels. Habendorf in Schlesien. (Mit 1,13 CO_2 und 0,11 organ. Substanz[1].)

12. Hornblendeschiefer. Treppenstein bei Mähring. Bayrischer Wald. Mit wenig Quarz und ? Feldspath.
13. Gruneritschiefer mit Magnetit und Quarz. Marquette- und Michigamme-Gebiet. Michigan. U. S. A. (Mit 2,79 CO_2.)
14. Gruneritschiefer. Ebenda.

---

[1] Es ist mit Wahrscheinlichkeit ein Druckfehler in der Analyse vorhanden; das Original im Jahrb. der k. preuss. geol. Landesanstalt für 1888, S. 327 giebt die oben mitgetheilten Zahlen, aber mit der Summe 100,04. Vermuthlich muss MgO nicht 43,45, sondern 40,45 heissen.

Linse von 5 m grösster Mächtigkeit bei 10 m grösster Längsausdehnung, die aus einem Kern von Olivinfels besteht, der nach aussen zunächst von einer Schale von Hornblendeolivinfels und zu äusserst von einem Hornblendefels eingehüllt wird. Die Analysen zeigen deutlich, besonders in dem wachsenden Al_2O_3- und CaO- und sinkenden MgO-Gehalt den allmähligen Übergang aus fast reinem Olivingestein in ein solches mit zunehmendem Pyroxengehalt. Für die Umbildung von Olivin in Strahlstein vergleiche man die Pilitpseudomorphosen der Lamprophyre und Pikrite; die Umlagerung der Pyroxene in Amphibole bedarf keiner weiteren Begründung. — Der Wassergehalt dieser Gesteine rührt z. Th. von beginnender Serpentinisirung her, z. Th. wird er dem Amphibol als solchem angehören, wie die absolut frischen Nephrite beweisen. CO_2 ist natürlich Folge der atmosphärischen Verwitterung. — Von einer zweiten Gruppe von Hornblendegesteinen, welche durch häufigen Epidotgehalt, durch Muscovit, Quarz und andere Nebengemengtheile gekennzeichnet ist, fehlen zur Zeit Analysen fast vollständig; es musste daher zur Erläuterung des chemischen Bestandes ein Hornblendeschiefer aus Granitcontact herangezogen werden (Analyse 7) von Miltitz bei Meissen. Die Proportionen der Bestandtheile dieses Gesteins sind unvereinbar mit eruptivem Ursprung; die Deutung auf ein bestimmtes Muttergestein ist hier unsicher, man könnte die Zahlen auf eine ursprüngliche Mischung von Diabastuff mit normalem Sediment vom Charakter gewisser Schalsteine, aber ebenso auf ursprünglichen sandig-dolomitischen Mergel beziehen. Auch das Gestein der Analyse 12 hat wohl kein eruptives Muttergestein, obschon hier die Deutung nicht unbedingt sicher ist. Ähnliche Gesteine werden wir in der Kalkreihe kennen lernen.

Die Structur der Hornblendeschiefer und Strahlsteinschiefer ist mehr oder weniger deutlich schiefrig, wobei innerhalb der Structurebene die einzelnen Amphibolsäulchen bald richtungslos, öfter mehr oder weniger parallel und nicht selten recht streng parallel liegen. Die Gesteine sehen dann gestreckt aus und haben bei hinreichend feinem Korne oft den Seidenglanz gewisser gefältelter Phyllite und Thonschiefer. Faltungen und Biegungen sind keineswegs selten und steigern sich gelegentlich zu grosser Verworrenheit. — Eine Lagenstructur zeigen gerne die epidotreichen Abarten dadurch, dass epidotreichere und -ärmere Lagen oder Linsen wechseln. — Centrische Structuren sind selten und finden sich, soweit bekannt, nur bei granatführenden Hornblendeschiefern, wenn sie zugleich Quarz enthalten. Dieser bildet dann gelegentlich Mäntel um die Granatkrystalle, so dass gar zierlich rothe, weissgeränderte Augen aus dem grünen Gesteinsgrunde hervorleuchten (Canada).

Die Strahlstein- und Hornblendeschiefer bilden allenthalben Einlagerungen von geringer, oft sehr geringer Ausdehnung in Gneiss, in Glimmerschiefern und Phylliten und sind oft mit Chloritschiefern, Talkschiefern und Serpentinen, andererseits mit körnigen Kalken und Dolomiten, auch mit Erzlagerstätten verknüpft. Der Mangel an Analysen lässt zur Zeit eine weitergehende Eintheilung in Ortho- und Parahornblendeschiefer nicht zu. Im Erzgebirge kennt man sie vielfach im Glimmerschiefer (Hetzdorf und Section Schwarzenberg) und im Phyllit (Section Wiesenthal), im Fichtelgebirge in der Umgebung des Münchberger Gneiss (oft granatreich), bei Helmbrechts, bei Redwitz (im Phyllit), in Böhmen (zwischen Tepl und Plan wechsellagernd mit Pistazitschiefern und körnigem Kalk), im Bayrischen Wald (Waldkirchen, Erbendorf u. s. w.), im Eulengebirge (s. Analysen), in den Sudeten, im Wechselgebirge (reich an Epidot), in der Tessiner Mulde, in der Silvrettagruppe und an andern Punkten der Alpen, in Calabrien in der Provinz Catanzaro im Gneiss, auf der Halbinsel Chalcidice und in Thessalien (reich an Epidot, auch an Chlorit und z. Th. phyllitähnlich) u. s. w.

§ 376. Die Amphibolite sind graugrüne bis dunkelgrüne und feinkörnige, sehr selten dichte oder mittel- bis grobkörnige und dann grün und weiss gefleckte, bald richtungslos körnige (körnige Amphibolite), bald schiefrige (schiefrige Amphibolite) Gesteine der krystallinen Schieferreihe, welche wesentlich aus Hornblende und einem Kalknatronfeldspath bestehen. Als Nebengemengtheile sind Apatit in rundlichen Körnern und prismatischen Krystallen und Eisenerze allgemein verbreitet, unter diesen Titaneisenerz häufiger als Magnetit. Nicht selten aber vertritt Rutil in eiförmigen Körnern, die oft schon mit blossem Auge erkennbar sind, oder in mikroskopischen, kurzen und dicken Prismen den Ilmenit mehr oder weniger vollständig. Recht oft ist er von einem Mantel von Titanit umgeben, der ihn mehr und mehr verdrängt und ebenfalls vielfach mit unbewaffnetem Auge erkannt werden kann. Die Mineralien Ilmenit, Rutil und Titanit bilden in ihrer Gesammtheit eine constante Menge und erweisen sich dadurch als in gewissem Sinne äquivalent. — Orthoklas wird weit häufiger genannt, als er vorhanden ist; kleine bis sehr kleine Mengen desselben sind allerdings verbreitet und es giebt eine Gruppe von Amphiboliten, in denen er wesentlich wird.

Von Übergemengtheilen sind zu nennen Skapolith, Epidot und Zoisit, in gewissem Sinne nach Art des Saussürits als Vertreter des Feldspaths, grüne Pyroxene, selten bräunlicher Augit oder Diallag als Vertreter der Hornblende, Bronzit und Gedrit oder Anthophyllit als Begleiter der Hornblende, Biotit in derselben

Stellung, Muscovit als Vertreter des Orthoklas. Granat ist ungemein häufig und wächst zu sehr beträchtlichen Mengen an; — Vesuvian, Prehnit und Axinit[1]) sind selten; — Talk in silberweissen Schüppchen und Blättern ist nicht allzuselten. — Quarz fehlt meistens vollständig und gewinnt nirgends eine grosse Bedeutung als Gemengtheil; seine Anwesenheit erklärt sich aus der Gleichung auf S. 166, doch entspricht seine Menge kaum dem, was man erwarten sollte. — Orthit kennt man in Amphiboliten des Schwarzwalds und des Montblanc Gebiets; — Olivin wird viel genannt und selten gefunden; — Chlorit ist theils secundär und unwichtig, gewinnt aber grosse Bedeutung in den zu den Grünschiefern zu stellenden Amphiboliten der Phyllitformation und mancher metamorpher Facies von jüngeren Sedimenten. — Übergemengtheile wie Turmalin, Cyanit, Zirkon u. a. sind grosse Seltenheiten. — Pyrit und Magnetit allverbreitet in kleinen Mengen; — Calcit z. gr. Th. secundär.

Die Hornblende tritt in seltenen Fällen einsprenglingsartig hervor und ist dann mehr oder weniger idiomorph; im eigentlichen Gesteinsgewebe bildet sie Körner oder kurze Stengel, dann bisweilen mit terminaler Zerfaserung in feine Nädelchen; sie wird mit grüner Farbe von wechselnder Intensität durchsichtig, hie und da auch bräunlichgrün, nur äusserst selten eigentlich braun, gelegentlich auch bläulichgrün. Neben der stets sehr deutlichen Spaltung nach dem Prisma ist nicht selten eine solche nach dem Grundorthodoma vorhanden. Zwillingsbildung ist im Ganzen selten. — An einzelnen Localitäten (Hilsengaard bei Snarum, Kragerö, Steen bei Bamle in Telemarken, bei Helsingsfors, im Kinziggebiet im Schwarzwald mit Pleonast und in den Pyrenäen) findet sich neben der Hornblende in wechselnder Menge, oft sehr reichlich Anthophyllit oder Gedrit in stengligen Individuen von bisweilen mehreren Centimetern Länge, meist bräunlich, selten röthlichweiss gefärbt, und — zumal bei Befeuchtung — mit schön blauem Farbenspiel auf der Querfläche. Diese Gesteine heissen Anthophyllit- und Gedrit-Amphibolite. — Neben der Hornblende kommen Pyroxene keineswegs allenthalben, aber doch recht verbreitet vor, unter diesen ist ein hellgrüner bis fast farbloser Diopsid in Körnern und kurzen Stengeln am häufigsten; er giebt den Gesteinen, die man dann Diopsid-Amphibolite nennen kann, eine hellgraugrüne Färbung; er vermehrt sich auf Kosten der Hornblende und drängt diese hie und da fast bis zum Verschwinden zurück, fast immer unter Entwicklung von reichlichem Granat. In andern Gesteinen hat der Pyroxen die Charaktere des Omphacits. — Diallag vom Habitus desselben Minerals im Gabbro ist nicht eben häufig; man kennt ihn z. B. aus Amphiboliten des sächsischen Granulitgebiets und des niederösterreichischen Waldviertels und heisst Gesteine, die ihn führen, Diallag-Amphibolite. — Sehr selten ist Bronzit in blättrigen Individuen in Amphiboliten beobachtet worden; die Analyse eines Schwarzwälder Bronzit-Amphibolits folgt unten.

---

[1] Axinit bedingt gern auch Pyroxen und so entstehen die Limurite (Zirkel), welche wohl wesentlich Contactbildungen sind.

— Brauner Biotit in unregelmässigen Lappen liegt gern auf der Spaltfläche der Hornblende und wächst nicht selten zu einem in's Auge fallenden Gemengtheil an.

Der Feldspath der normalen Amphibolite ist ein Plagioklas von wechselnder Zusammensetzung innerhalb der Grenzen vom Oligoklas bis zum Anorthit. Von weisser, sehr selten röthlicher Farbe bildet er öfters leistenförmige bis breittafelförmige Krystalloide wie im Diabas und Gabbro und zeigt dann auch wohl zonaren Aufbau; häufiger aber erscheint er in rundlich eckigen Körnern wie die Hornblende, mit der er dann ein gleichmässiges Gemenge bildet, seltener granophyrisch verwachsen ist. Häufiger tritt er mit Quarz zu granophyrischen Aggregaten zusammen wie in gewissen Gabbros und Diabasen. — Orthoklas in kleinen Mengen und rundlich eckigen Körnern spielt keine bedeutende Rolle; doch giebt es Amphibolite, in denen er gegenüber dem Kalknatronfeldspath die Führung übernimmt. — An die Stelle des Plagioklas tritt genau in derselben Weise, wie das bei den Allaliniten (§ 146) beschrieben wurde, in vielen Amphiboliten ein meistens zuckerkörniges, selten ganz dichtes Aggregat von weissem Zoisit in stark glänzenden späthigen Stengeln und Körnern, die gar nicht selten hochgradig idiomorph werden. — Mit demselben ist gern gelblichgrüner, auch gelblichweisser bis fast farbloser Pistazit oder Epidot gemengt; er hat dieselbe Ausbildungsweise wie der Zoisit. — Amphibolite, in denen Zoisit und Epidot den Plagioklas mehr oder weniger vollständig ersetzen, heissen Zoisit-Amphibolite und Epidot-Amphibolite. Diese enthalten einen wasserhellen Albit, der gewöhnlich als Quarz oder Orthoklas beschrieben wird. — Die Ersetzung des Plagioklas durch ein zuckerkörniges Gemenge von Skapolith ist fast ebenso verbreitet wie die durch Zoisit; sie erinnert an die gleiche Ersetzung im Hyperit Telemarkens (S. 167) und gewissen Ophiten. — Viele Amphibolite führen bei mikroskopischer Betrachtung Muscovit oder Sericit in Blättchen; gelegentlich häufen sie sich zu flachen Lagen und kleinen Linsen, die sich fettig anfühlen und sehr talkähnlich oder specksteinähnlich aussehen. Analyse a (S. 532) giebt die chemische Zusammensetzung solcher Sericitflasern. — Granat, theils in grossen Krystallen und zwar häufiger in Ikositetraëder- als Rhombendodekaëderform oder in unregelmässigen Körnern, ist äusserst verbreitet, von rother bis bräunlicher Farbe und besonders für die Structur der Amphibolite bedeutsam. Er hat oft tiefgreifende Umwandlungen erfahren, unter denen die in Chlorit keineswegs die häufigste ist. In den Tiroler Alpen kommt die Umwandlung zu einem Gemenge von Amphibol und Epidot, oder zu Amphibol mit einem Kalknatronfeldspath nicht selten vor. — Prehnit in derben Körnern und Linsen tritt nicht nur auf Spalten und Klüften der Amphibolite, sondern auch gewissermassen feldspathartig in manchen Amphiboliten auf. — Auch Vesuvian wird mehrfach, so im Schwarzwalde, in Niederösterreich und der Gegend von Tromsö erwähnt.

Denkt man sich die beschriebenen Vertretungen der Hauptgemengtheile und daneben die zahlreichen Übergemengtheile in wechselndster Combination, so bekommt man eine Vorstellung von der Mannichfaltigkeit der Zusammensetzung der Amphibolite.

§ 377. Die chemische Zusammensetzung der Amphibolite erläutern die Analysen auf S. 532. 1a bis 8 haben durchaus die Zu-

sammensetzung der Gabbro unter den Tiefen- und der Diabase unter den Ergussgesteinen, wie die Vergleichung ergiebt. Man wolle ferner die Analysen der Allalinite und Allalinitschiefer S. 167 und ihre Beschreibung heranziehen, um die eruptive Natur dieser Amphibolite und ihre Identität mit den Allaliniten zu erkennen. — Dagegen ist das Gestein der Analyse 9 von chemisch durchaus anderem Charakter und hat kein Analogon unter den Eruptivbildungen. Der hohe Gehalt an Al_2O_3 deutet auf ursprüngliche Thonsubstanz, mit welcher wohl nach dem Alkaligehalt Feldspathpartikel gemischt waren; dann muss man die Oxyde der bivalenten Metalle sich an CO_2 gebunden denken, so dass also ein dolomitischer Thonmergel das ursprüngliche Gestein wäre. Die hypothetische Zusammensetzung — der Eisengehalt könnte ja auch als Limonit vorhanden gewesen sein — würde gefunden werden, wenn man eine der Menge der Moleküle MgO, FeO und CaO entsprechende Menge von CO_2-Molekülen annähme und dann die procentische Zusammensetzung berechnete. Man hätte aus Analyse 8 durch Rechnung dann

a) procentische Zusammensetzung des Amphibolits von Milben,

b) Molekularproportionen desselben + CO_2 für die Carbonate + Wasser für Kaolin, mit 100 multiplicirt,

c) procentische Zusammensetzung des hypothetischen ursprünglichen Mergels.

	a.	b.	c.
SiO_2	48,9	0,815	40,0
Al_2O_3	26,3	0,258	21,5
FeO	9,4	0,130	7,7
MgO	1,2	0,030	1,0
CaO	10,0	0,179	8,2
Na_2O	3,4	0,054	2,8
K_2O	1,0	0,011	0,8
CO_2	—	0,340	12,3
H_2O	—	0,386	5,6
Sa.	100,2	—	99,9

In ähnlicher Weise wäre die ursprüngliche Substanz bei andern Para-Amphiboliten und verwandten Gliedern der krystallinen Schiefer zu berechnen.

Unter 11 ist die Analyse eines Epidot-Amphibolschiefers mit hohem Gehalt an Titanit und Rutil und accessorischem Granat, Pyrit und Apatit mitgetheilt, der am Col d'Ollen, Piemont, ansteht und von COSSA danach Ollenit genannt wurde. Das Gestein ist feldspathfrei und gehörte streng genommen zu den Amphibolschiefern und nicht zu den Amphiboliten. Das Fehlen der Alkalien lässt keine Ableitung von Gabbro und Diabas zu, denen die Zusammensetzung sonst nahe

	1a.	1b.	1c.	1d.	1e.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	a.
SiO_2 . . .	49,74	48,24	49,65	48,83	48,41	49,96	50,91	49,10	50,68	50,30	49,76	47,30	48,9	50,60	45,73	46,48
TiO_2 . . .	2,50	1,01	2,18	1,34	2,20	—	3,21	0,03	0,18	—	—	0,45	—	—	2,67	—
Al_2O_3 . .	14,86	16,33	15,59	16,45	16,42	13,45	16,20	18,38	17,91	14,07	17,53	16,86	26,3	12,29	15,98	31,06
Fe_2O_3 . .	2,48	1,54	1,83	2,39	2,20	4,29	2,01	2,21	2,51	7,05 }	10,62	1,69	—	10,10	—	1,53
FeO . . .	8,21	6,95	8,33	7,03	8,10	7,27	10,94	4,80	6,03	5,31 }		5,61	9,4	13,00	11,34	—
MnO . . .	—	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	0,36	—	—	—	—	—
MgO . . .	6,26	8,92	6,04	8,19	7,38	11,02	4,33	6,49	5,96	7,18	7,96	11,32	1,2	2,62	8,17	1,40
CaO . . .	9,17	10,37	10,02	11,43	8,95	8,14	7,56	13,05	10,05	8,06	10,57	13,27	10,0	7,59	14,10	3,02
Na_2O . .	3,49	2,21	3,72	3,11	2,42	2,60	2,01	3,63	3,76	4,02	3,05	4,27	3,4	1,63	—	1,00
K_2O . . .	3,31	1,88	1,21	0,71	3,30	1,65	1,91	1,41	0,80	2,26	0,80	0,40	1,0	0,36	—	9,54
H_2O . . .	1,10*	1,74*	0,51*	0,58*	1,15*	1,71	1,53	1,30	0,86	1,61	0,34*	—	—	0,53	1,82	5,54
P_2O_5 . . .	—	—	—	—	—	0,61	—	—	0,73	—	—	—	—	—	0,52	—
Sa. . . .	101,12	99,19	99,08	99,56	100,53	100,70	100,61	100,40	99,96	99,86	100,99	101,17	100,2	98,72	100,33	99,57
Sp. G. . .	2,939	2,984	3,000	2,976	2,977	2,88	3,020	—	—	—	—	—	—	—	3,16	2,830

* Glühverlust.

1a. Normaler Amphibolit, reich an Ilmenit; mit gabbroider Structur. Linke Seite des Maisachthals südlich der Einmündung des Filderbächle. Oppenau im Schwarzwald.

1b. „ „ reich an Ilmenit; mit etwas Biotit, Structur hypidiomorph-körnig. Ebenda.

1c. „ „ mit mehr Biotit, pyroxenhaltig. Ebenda.

1d. Amphibolit, sehr granatreich, mit radialbüschliger Structur. Ebenda.

1e. „ ziemlich reich an Biotit, mit Kelyphitstructur. Ebenda.

2. „ mit graugrünem Strahlstein, braunem Biotit und Granat. Zwischen Friedrich Christian-Grube und Schwarzenbruch. Wildschapbach. Schwarzwald.

3. Bronzitamphibolit. Kinzigthal. Schwarzwald. (TiO_2 enthält ebenso wie in der Analyse 1a—1e z. Th. kleine Mengen seltener Erden.

4. Amphibolit, Nordfuss des Hergottsberges. Darmstadt.

5. „ Hohenstein bei Oberkainsbach. Odenwald. (Mit 0,36 hygrosk. Wasser, 0,13 FeO_2.)

6. „ Westanå. Schweden.

7. Pyroxen-Amphibolit. Township of Brandon. Quebec. Canada.

8. Zoisitamphibolit, lichtgrüne Hornblende, Zoisit, Plagioklas, Orthoklas, Rutil. Langenlois. Niederösterreich.

9. Amphibolit. Milben bei Petersthal. Schwarzwald.

10. „ granatreich, mit wenig Feldspath und noch weniger Quarz. NO. Grandsjön. Blatt Trosa. Schweden.

11. Ollenit (Epidot-Amphibolit, feldspathfrei mit viel Titanit und Rutil). Col d'Ollen. Piemont.

a. Muscovit aus Amphibolit. Gegend von Oppenau. Schwarzwald.

steht. Der hohe Al_2O_3-Gehalt verbietet die Ableitung von Peridotiten und Pyroxeniten. — Die Analyse 10 lässt chemisch eine zweifache Deutung zu.

§ 378. Die Structur der Amphibolite ist äusserst mannichfach nicht nur in verschiedenen Vorkommnissen, sondern auch in einem und demselben Gesteinskörper, wenn er nicht zu geringe Dimensionen hat und, wie die Analyse 1a—1e und ihre Legende zeigen, ohne dass ein Wechsel der Substanz damit verknüpft wäre. Bei grob- und feinkörnigen Massen fehlt oft jede Andeutung der Parallelstructur; die Anordnung der Gemengtheile ist richtungslos und gelegentlich ganz so wie in den Gabbrogesteinen, sonst einfach hypidiomorphkörnig ohne genau mit einer Eruptivstructur übereinzustimmen (Fig. 91). In solchen Gesteinen beobachtet man öfter jene gegenseitige Durchdringung der Hauptgemengtheile, welche für viele krystalline Schiefer ebenso wie für Hornfelse charakteristisch ist. Diese Erscheinung steigert sich bis zu einer Art granophyrähnlicher Durchdringung der verschiedenen Gemengtheile, wie Hornblende mit Plagioklas, Hornblende mit Diopsid, Diopsid mit Plagioklas, Granat mit jedem dieser u. s. w. Mit dem Eintritt des Granats (auch des Disthens im Schwarzwald) in das Gesteinsgewebe ist gar gern die Entwicklung centrischer Structuren (Fig. 92 und 93) verbunden, indem nicht nur der Granat selbst mit divergirenden Büscheln von Feldspath, Hornblende oder Augit durchwachsen ist, sondern auch von büschelartig sich durchdringenden Aggregaten der verschiedenen Gemengtheile oder von Feldspath und Quarz bezw. Feldspath allein wie von einer Nussschale der Kern umhüllt wird. Solche Structuren hat man nach dem Vorgange von SCHRAUF kelyphitische Structuren genannt. In solchen kelyphitischen Schalen — sie erinnern an die Ocellarstructur des Olivingabbro — finden sich nicht allzuselten Pleonast, Disthen und andere sonst seltene Gemengtheile. — In den schiefrigen Amphiboliten tritt die Parallelstructur bald als Lagenstructur hervor, in-

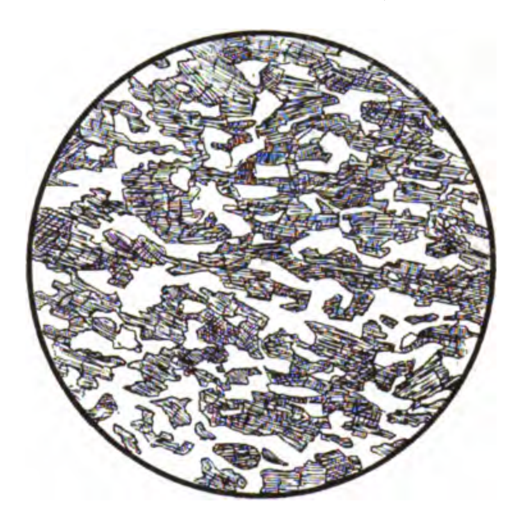


Fig. 91. Amphibolit, senkrecht zur Schieferung. Felskopf oberhalb der HUBER'schen Säge, Maisachthal. Blatt Petersthal-Reichenbach, Schwarzwald. Vergr. 20 : 1.

dem hellere und dunklere, d. h. feldspathreichere und -ärmere Gesteinsplatten miteinander wechseln oder der Epidot, Zoisit, Skapolith u. s. w. sich lagenweise anreichern. Sind innerhalb der Lagen die säulenförmig ausgebildeten Gemengtheile mit ihren Längsaxen parallel geordnet, so erscheinen die Gesteine streifig, streifigkörnig und gestreckt. — Flasrige Structurformen entstehen durch einen Wechsel von linsenförmigen Gesteinstheilen, in denen bald der Amphibol, bald der Feldspath angereichert ist, oder dadurch, dass amphibolreiche Linsen und feldspathreiche Linsen von Glimmerhäuten umflochten werden. — Auch porphyrartige Structuren sind bekannt; dann heben sich einzelne Gemengtheile, Feldspath, Diallag, Bronzit u. s. w., durch grössere Dimensionen von dem dichterkörnigen Gesteinsgrunde ab. — Es muss betont werden, dass kataklastische Structuren zu den grossen Seltenheiten gehören.



Fig. 92. Amphibolit. Felskopf über der Huber'schen Säge, Maisachthal. Schwarzwald. Vergr. 20:1.



Fig. 93. Amphibolit. Holchenbächle. Blatt Petersthal-Reichenbach, Schwarzwald. Vergr. 20:1

§ 379. Kein anderes Gestein hat als Einlagerung im Gneiss und Glimmerschiefer eine solche Verbreitung wie die Amphibolite; sie treten — wie sich aus ihrem Ursprung leicht erklärt — allenthalben zusammen mit Strahlsteinschiefern und Hornblendeschiefern auf, von denen sie überhaupt nur wenig scharf getrennt werden können. Es ist in hohem Grade charakteristisch, dass sie selten sehr grosse Massen bilden und oft bis zu Kopfgrösse herabsinken, dafür aber an Häufigkeit ersetzen, was ihnen

an Masse fehlt. Sie treten mit Vorliebe schwarmartig auf, etwa wie die Diabaslager im gefalteten palaeozoischen Gebirge. Wo sie aus dem Gneiss- und Glimmerschiefer-Niveau hinaufsteigen in die Phyllitformation, pflegen sie als Chloritamphibolite ausgebildet zu sein, deren Hornblende deutlicher Uralit ist, und gehören eher zu den Epidioriten und Grünschiefern als zu den Amphiboliten. Die Bezeichnung der Amphibolite als Dioritschiefer ist unzulässig, da sie nicht die Zusammensetzung der Diorite, sondern der Gabbro haben. Schwarzwald, Odenwald, Erzgebirge, Fichtelgebirge, bayrisch-böhmischer Wald sind reich an diesem Gestein; besonders wohlbekannt sind die Amphibolite der drei erstgenannten Gebirge.

§ 380. Sehr nahe verwandt den granatreichen Amphiboliten und durch die mannichfachsten Zwischenglieder mit ihnen verbunden sind die Eklogite (HAUY). So nennt man Lagergesteine des krystallinen Schiefergebirges, welche bei meistens grobem, seltener feinem Korn und bei meistens richtungslosem, selten schiefrigem Gefüge (Fig. 94) wesentlich aus grünem Omphacit und rothem Granat bestehen. Der Omphacit kann in wechselndem Betrage begleitet und ersetzt werden durch Smaragdit, durch Hornblende und durch Karinthin. Als Nebengemengtheile sind Rutil, Eisenerze und Apatit allgemein verbreitet; als Übergemengtheile treten sehr häufig auf Granat, Muscovit, Quarz, Zoisit, Disthen und Feldspath, seltener Bronzit, Olivin, Chlorit. Pyrit und Magnetkies kommen oft vor.



Fig. 94. Eklogit. Silberbach, Fichtelgebirge Granat, Omphacit, Muscovit, Disthen, Quarz. Vergr. 30 : 1.

Der Omphacit (Analyse a und b) von grasgrüner bis lauchgrüner Farbe bildet nie Krystalle, sondern mehr oder weniger isometrische Körner oder kurze Stengel und gehört zum Diopsid; der Al_2O_3-Gehalt einiger Analysen ist abnorm hoch durch eingewachsenen Cyanit; — der Smaragdit hat ganz den Habitus, wie in den sogen. Saussüritgabbros; — die grüne Hornblende (Analyse c) ist deutlicher stenglig, als der Omphacit. — In manchen Eklogiten tritt der schwarze Karinthin (Analyse d und e) auf und hebt sich dann gern einsprenglingsartig ab. — Der Granat ist bald in scharfen Rhombendodekaëdern (Fig. 95), bald in rundlichen Körnern ausge-

bildet und gehört nach den Analysen f-i verschiedenen Arten an; am häufigsten scheint der Eisenthongranat, am seltensten der Magnesiathongranat zu sein. Dieser Gemengtheil umschliesst mit Vorliebe alle andern. — Wo Feldspath vorkommt, gehört er zum basischen Kalknatronfeldspath. — Rutil bildet kurzprismatische Krystalle oder rundliche Körner und heisst in älteren Beschreibungen Zirkon. — Cyanit, meist deutlich blau, ist idiomorph und fast stets verzwillingt. — Quarz erscheint in kleinen Körnern im Gestein vertheilt oder er bildet grössere Bestandmassen und Knauer, die dann gern Zoisit, Karinthin und andere Gemengtheile in idiomorphen Individuen umschliessen. Oft fehlt er vollständig. — Titanit ist verbreitet als Mantel um und in Pseudomorphosen nach Rutil, sehr selten in idiomorphen Individuen. — Die Zusammensetzung des Zoisit giebt Analyse k und l.

Die chemische Zusammensetzung hat viel Verwandtes und ist in manchen Fällen identisch mit der der Amphibolite und Amphibolfelse, wie in Analyse 3—5, so dass sich solche Eklogite mit ebensoviel Recht von Gabbro und Diabas ableiten lassen, wie dort geschah. Unsicher ist die Deutung der Analyse 1 und 2, die durch hohen Gehalt an SiO_2 und niedrigen Gehalt an Eisenoxyden einigermaassen von den normalen Gabbromagmen abweichen. Analyse 6 würde sich auf ein Glied der Peridotit-Pyroxenit-Familie beziehen lassen, wenn nicht der hohe Gehalt an Al_2O_3 dem doch widerspräche; ihre Deutung bleibt zweifelhaft. Das Gestein, aus dem sächsischen Granulit stammend, ist eher ein Granat-Amphibolfels, als ein Eklogit. Man kann indessen eine Unterabtheilung Amphibol-Eklogit (Fig. 95) aufstellen, in die er sich bequem einreihen würde. Eigenthümlich für die Eklogite und Amphibolite ist es, dass ihr Thonerde-Überschuss als Cyanit und nicht wie in den Gneissen als Sillimanit zur Krystallisation gelangt.

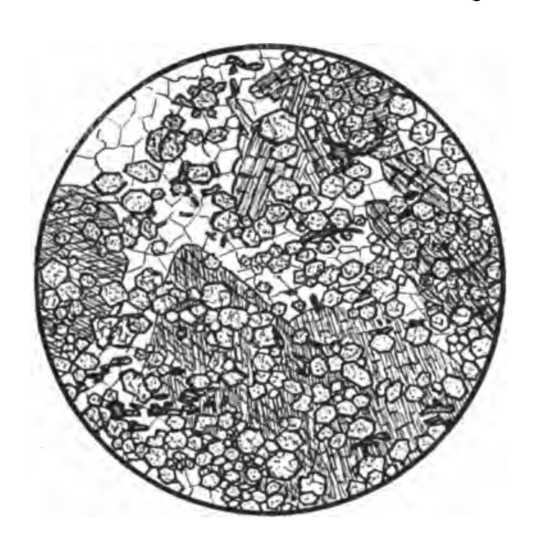


Fig. 95. Eklogit. Hammer Unterwiesenthal. Erzgebirge. Granat, Hornblende, Omphacit, Quarz, Rutil. Vergr. 15:1.

In den Eklogiten ist ein hoher Granatgehalt häufig, doch giebt es auch Formen, in denen Granat selten wird. An diese schliessen sich ganz granatfreie Omphacitfelse und Omphacitschiefer an. Die an sehr verschiedenen Orten, aber nur sehr untergeordnet auftretenden Gesteine, sind wenig bekannt. Den Zoisit aus einem solchen Gestein von Syra im Griechischen Archipel giebt Analyse k.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	a.	b.	c.	d.	e.	f.	g.	h.	i.	k.	l.
SiO_2	57,10	55,00	48,81	50,13	48,89	47,17	51,26	51,62	52,23	46,08	49,33	43,37	41,45	38,59	40,92	42,85	40,64
Al_2O_3	11,66	13,50	16,25	14,37	14,46	14,58	3,62	1,28	4,52	8,37	12,72	23,13	16,15	17,57	22,88	32,60	28,39
Fe_2O_3	2,84	2,74	6,00	13,02	2,00	6,45	1,03	1,20	4,08	—	1,72	—	11,50	16,43	9,26	Sp.	3,89
FeO	3,22	3,37	7,48	—	7,15	—	9,11	16,85	—	17,44	4,63	14,63	12,40	21,12	—	—	—
MnO	0,31	0,20	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	0,98	0,90	—	—	—	—
MgO	6,37	10,21	7,52	6,46	12,21	18,91	16,69	7,01	18,30	18,48	17,44	4,78	8,36	4,27	20,94	0,21	0,57
CaO	13,80	12,09	9,72	12,85	13,76	12,07	19,18	20,93	19,10	10,23	9,91	13,48	10,51	2,27	4,52	21,37	24,26
Na_2O	2,27	2,10	2,64	2,35	1,75	—	—	0,19	—	—	2,25	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,81	0,50	0,46	0,14	0,17	—	—	0,29	—	—	0,63	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,54*	0,32*	0,12	—	0,40	0,96	0,34	0,07	1,77	—	0,29	—	—	—	1,48	2,55	2,09
Sa.	98,92	100,03	99,43	99,32	100,79	100,14	101,23	99,44	100,00	100,55	99,13	100,37	101,27	100,25	100,00	99,58	99,84
Sp. G.	3,40	3,42	3,43	—	3,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Glühverlust.

1. Eklogit. Eppenreuth. Fichtelgebirge. (Omphacit, Granat ∞O, Muscovit und Biotit reichlich, Disthen, Quarz.)
2. „ Silberbach, Fichtelgebirge. (Omphacit, Granat in Körnern, Muscovit, Disthen, Quarz sparsam.)
3. „ Falser Höhe bei Markt Schorgast. Fichtelgebirge. (Feinkörnig, Granat in ∞O, schwarze Hornblende, Disthen, Glimmer, Oligoklas, Olivin, Titanit.)
4. „ Eibiswald, Steiermark. (Granat in Körnern, Omphacit, Hornblende, wenig Quarz.)
5. „ Altenburg. Niederösterreich.
6. „ Granatamphibolfels. Böhrigen in Sachsen.

a. Omphacit. Oberpferdt. Fichtelgebirge.
b. „ Zwischen Wustuben und Eppenreuth. Fichtelgebirge.
c. Lauchgrüne Hornblende. Böhrigen. Sachsen.
d. Karinthin. Saualpe. Kärnthen.
e. „ Saualpe. Kärnthen. (Mit 0,21 Fl.)
f. Granat. Eppenreuth. Fichtelgebirge.
g. „ Schorgast. „
h. „ Saualpe.
i. „ Böhringen. Sachsen. (In der Thonerde stecken 1,20 Cr_2O_3.)
k. Zoisit aus Omphacitzoisitgestein. Syra. Kykladen.
l. „ „ Eklogit. Saualpe. Kärnthen.

In der Art ihres Auftretens stimmen die Eklogite überein mit den Amphiboliten und erscheinen auch nicht selten in deren Gesellschaft, so im südlichen Schwarzwald in der Umgebung des Kandel und Feldberg. Weithin bekannt wegen ihrer Farbenpracht sind die fichtelgebirgischen Eklogite von Eppenreuth, Stambach, Falser Höhe bei Markt Schorgast, Wnstuben u. a. O. — Das Erzgebirge, Niederösterreich (Karlstätten), Steiermark (Eibiswald), Kärnthen (Saualpe) liefern charakteristische Repräsentanten. Im mittleren Norwegen treten Eklogite mehrfach in Gesellschaft von Olivingesteinen im Gneiss auf (Söndmöre, Almeklovdalen).

§ 381. Die Glaukophangesteine bilden eine höchst eigenartige und nach mancher Richtung hin der Aufklärung, besonders im chemischen Sinne bedürftige Gruppe, deren einzelne Glieder vom Horizont der Glimmerschiefer aufwärts zur Phyllitformation und in die dynamometamorphen Facies mancher Sedimentformationen hinein verfolgt werden können. Den tieferen Lagen der krystallinen Schiefer, den eigentlichen Gneissen fehlen Glaukophangesteine anscheinend vollständig. Fasst man den Begriff der Glaukophangesteine im weitesten Sinne und schliesst auch die Typen ein, in denen der Glaukophan als Neben- und Übergemengtheil auftritt, so ist die Mannichfaltigkeit eine ausserordentlich grosse. Geologische Verknüpfung zeigen die Glaukophangesteine entweder mit Glimmerschiefern und mit körnigen Kalken in diesen, oder mit phyllitischen Gesteinen, oder endlich mit Serpentinen. In körnigen Kalken und Glimmerschiefern (sowohl Muscovit- als Paragonitschiefern) reichert sich der Glaukophan oft so an, dass förmliche Übergänge in Glaukophangesteine entstehen. Mit Serpentin ist die Association eine mehr locale, Übergänge liegen nicht vor. — Die nahe Beziehung zu normalen Amphibolgesteinen wird beleuchtet durch den Umstand, dass Glaukophan und Strahlstein sehr gern und oft in schwankendsten Mengen miteinander associirt sind. Hier sind als Glaukophangesteine nur solche Vorkommnisse beschrieben, in denen Glaukophan oder Gastaldit einen wesentlichen Gemengtheil bilden.

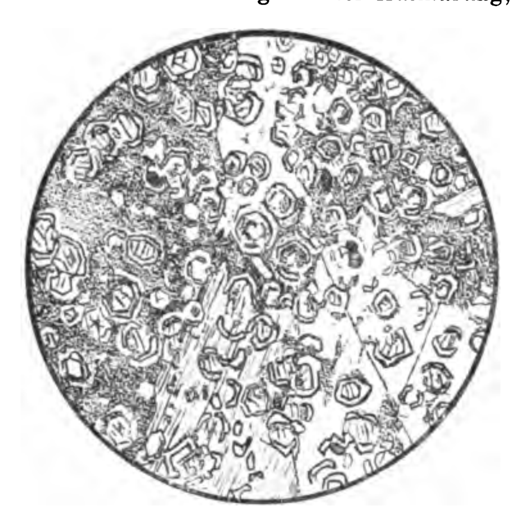


Fig. 96. Eklogit. Silberberg bei Hinterzarten, Schwarzwald. Granat in Skeletten und Perimorphosen mit Hornblende und Feldspath. Vergr. 15:1.

Glaukophanschiefer sind deutlich- bis dünnschiefrige, blaue bis graublaue und grünblaue krystalline Schiefer, welche wesentlich aus Glaukophan (Gastaldit) mit geringen Mengen von Erzen und Rutil,

	1.	2.	3.	4.	5.	a.	b.	c.	d.	e.	f.	g.	h.
SiO_2	46,39	58,26	49,68	47,84	64,8	55,64	57,81	56,65	56,71	58,55	55,02	49,34	38,10
TiO_2	0,85	1,37	1,31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	17,34	16,21	13,60	16,88	15,5	15,11	12,03	12,31	15,14	21,40	4,75	23,69	28,88
Fe_2O_3	6,32	3,44	1,86	4,99	3,0	3,08	2,17	3,01	9,78	—	10,91	6,84	0,85
FeO	4,62	4,63	8,61	5,56	2,6	6,85	5,78	4,58	4,31	9,04	9,45	—	—
MnO	Sp.	Sp.	0,04	0,56	—	0,56	—	—	—	—	Sp.	—	—
MgO	4,93	4,99	6,27	7,89	2,6	7,80	13,07	12,29	4,33	3,92	9,30	2,97	0,23
CaO	13,07	3,82	10,97	11,15	0,7	2,40	2,20	2,20	4,80	2,03	2,38	1,25	18,26
Na_2O	2,95	5,36	3,09	3,20	10,7	9,34	7,33	7,93	4,83	4,77	7,62	0,78	0,65
K_2O	0,25	0,39	0,12	0,46	0,1	—	—	1,05	0,25	—	0,27	10,74	—
H_2O	1,48	0,28	3,84	1,81	—	—	—	—	—	—	—	4,40	11,42
P_2O_5	—	—	0,21	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sa.	100,52	99,67	99,60	100,65	100,0	100,78	100,39	100,02	100,15	99,71	99,70	100,01	98,39
Sp. G.	—	—	—	—	2,745	3,101	3,091	3,110	2,991	3,044	3,13-3,16	—	3,084

1. Glaukophanschiefer. Kyperusa. Syra; dunkelblau und grün gebändert, dicht, wesentlich Glaukophan und Epidot mit etwas Calcit und Plagioklas. (Mit 0,24 CO_2, 0,08 hygrosk. Wasser.)
2. „ Café Skarbéli. Hermopolis. Syra; blau und weiss gebändert; vorwiegend Glaukophan und Paragonit mit saurem Plagioklas, Alkalifeldspath, etwas Epidot und ? Quarz. (Mit 0,22 hygrosk. Wasser.)
3. „ grünlichgrau; wesentlich Glaukophan und Zoisit mit wenig Quarz, Albit, Titanit und Muscovit. Sulphur Bank, östl. Clear Lake. Californien.
4. „ blau und grün gestreift mit zahlreichen zimmtbraunen Granaten. Zwischen Pine Cañon und Gipfel des Mount Diablo, 27 miles NO von San Francisco. Californien. (Mit 0,17 hygroskop. Wasser.)
5. Berechnete Zusammensetzung des Albit-Crossit von den Hügeln, nördl. von Berkeley, Californien. Aus dem sp. G. des Gesteins 2,745, des Albits = 2,62, des Crossits = 3,14 findet man 72,5 % Albit und 27,5 % Crossit als Bestand derselben und hieraus die mitgetheilten Zahlen.

a. Glaukophan. Syra.
b. „ Zermatt.
c. „ Insel Groix. SW-Küste der Bretagne.
d. „ Shikoku. Japan.
e. Gastaldit. St. Marcel. Piemont.
f. Crossit. Contra Costa Hills, 3 miles N von Berkeley. Californien. (Aus Albit-Crossit-Gestein.)
g. Muscovit aus Glaukophanglimmerschiefer. Syra. Kykladen. (Vergl. S. 513).
h. Lawsonit. Tiburon Peninsula. Marin Co. Californien.

gelegentlich mit Apatit, Muscovit, Paragonit, Chlorit, Sismondin, Turmalin, Margarit, Titanit, Granat, Epidot und Diopsid bestehen. Quarz pflegt vollständig zu fehlen. Auch Strahlstein fehlt oft ganz, reichert sich aber an anderen Orten bis fast zur Verdrängung des Glaukophan an.

Der Glaukophan bildet prismatische Individuen ohne terminale Krystallflächen von sehr wechselnden, bisweilen geradezu mikroskopischen Dimensionen. Dass der blaue Amphibol, den man Glaukophan zu nennen pflegt, keineswegs immer ein und dieselbe Substanz sei, erweisen die Analysen a—f, welche die Species Glaukophan, Gastaldit und Crossit umfassen. In manchen Vorkommnissen deutet der von dem normalen abweichende Pleochroismus auf einen glaukophanähnlichen Amphibol, der in dynamometamorphen Diabas- und Gabbrogesteinen weite Verbreitung hat, dessen chemische Zusammensetzung aber nicht sicher bekannt ist.

Die Structur der Glaukophanschiefer ist dünnschiefrig und oft in hohem Grade gestreckt, so dass die Gesteine zufolge der Parallelordnung sämmtlicher Glaukophannädelchen einen seidenartigen Glanz erhalten, wie manche Phyllite (Glanzschiefer, Seidenschiefer) ihn haben.

Als Glaukophanite könnte man Gesteinstypen bezeichnen, die den Amphiboliten parallel stehen, mit Ausnahme des dort häufigen Feldspathgehaltes, der hier auf sehr geringe Mengen herabsinkt, oder aber durch Epidot und Zoisit, zumal den ersten ersetzt wird. Die Structur ist dann ebenso, wie bei den Amphiboliten bald richtungslos körnig, bald schiefrig. Die Neben- und Übergemengtheile sind die gleichen, wie bei den Glaukophanschiefern, gewinnen aber hier eine grössere Bedeutung. Unter diesen haben neben Epidot die farblosen Glimmer, Paragonit und Muscovit (Analyse g), der Diopsid (Omphacit), der Chlorit, Margarit und Granat die weiteste Verbreitung. In diesen Gesteinen wurde von Ransome der interessante rhombische Lawsonit (Analyse h) entdeckt und analysirt, von Palache weiter untersucht. — Der Glaukophanittypus enthält gelegentlich etwas Quarz.

Als Glaukophan-Eklogit bezeichnet man sehr granatreiche, meist ungeschieferte und mittelkörnige Gemenge von Glaukophan mit Granat als wesentlichen Gemengtheilen, denen die obengenannten Mineralien in wechselnden Quantitäten beigemischt sind.

Die verschiedenen Glaukophangesteine treten zusammen in oft sehr buntem Wechsel und oft in Gesellschaft von Glimmerschiefern und Chloritschiefern auf. Man lernte sie zuerst auf der Insel Syra und benachbarten Kykladen kennen; auch aus Kleinasien (Smyrna), vom Berge Ocha auf Süd-Euböa wurden sie beschrieben. — Eine weite Verbreitung haben sie in der Zone der sogen. Pietre Verdi in den piemontesischen Alpen, auf der Insel Groix gegenüber L'Orient in der

Bretagne, auf der Insel Shikoku in Japan und ganz besonders in Californien in der näheren und weiteren Umgebung von San Francisco. — Vereinzelte Vorkommnisse sind an sehr zahlreichen andern Punkten aufgefunden (Anglesey, an der Frusca Gora in Kroatien, in Neu-Caledonien u. s. w.).

Ein Albitgestein mit reichlichem Crossit findet sich in Verbindung mit Glaukophangestein bei Berkeley in Californien (Analyse 5 S. 539). Es erinnert an das Prismatinalbitgestein von Waldheim S. 507. Die Analysen 1, 3 und 4 S. 539 von Glaukophanschiefern Syra's und Californiens deuten mit Evidenz auf Diabas als das Muttergestein. Danach wären die Orthoamphibolite und die Glaukophangesteine wesentlich dadurch unterschieden, dass in jenen das Natron des Muttergesteins im Feldspath, in diesen im Glaukophan gebunden wurde. Das Albit-Crossitgestein hat die chemischen Charaktere eines Gliedes der Adinolgruppe, vergl. S. 347.

Die Familie der Serpentine.

§ 382. Serpentine sind dichte, meistens grüne, seltener gelbe, bräunlichrothe, auch gefleckte oder gestreifte Gesteine von mattem Wachsglanz und ebener, im Kleinen oft splittriger Bruchfläche, geringer Härte und beträchtlichem, im Kölbchen leicht nachweisbarem Wassergehalt. Sie bestehen wesentlich aus Serpentin und enthalten meistens einsprenglingsartige Reste der Mineralien, aus welchen sie hervorgingen, so Olivin, Bronzit (Bastit), Diallag, Diopsid und Hornblende. In gewissen Serpentinen tritt auch Magnesitspath oder Breunnerit auf. Die Serpentinmasse ist öfters mit Chlorit innig gemengt oder Chloritmineralien (Pseudophit, Kämmererit) heben sich durch grössere Dimensionen ab. — Eisenerze sind wohl stets und in wechselnder Menge vorhanden, so Magnetit und Chromit, daneben Picotit und selten Pleonast. — Apatit ist stets nur in kleiner Menge vorhanden oder fehlt ganz. — Ein häufiger Übergemengtheil ist Granat in mehreren seiner Abarten. — Wichtig ist der Nachweis, dass Serpentin am Ural das Muttergestein des Ged. Platin ist. — Als begleitende Bestandmassen haben Knauer und Linsen von Strahlstein und Anthophyllit, sowie solche von Chromeisenstein einige Verbreitung. — Brucit, Talk, Pikrolith und andere Mg-Hydrosilikate kommen besonders auf Klüften und in Spalten vor. — Opal durchtränkt in manchen Fällen den Serpentin und giebt ihm eine beträchtliche Härte.

Die Serpentinsubstanz ist meistens fasrig, also in der Chrysotilform ausgebildet bei höchst mikroskopischen Dimensionen, wobei nicht selten Chrysotil auch in makroskopischen Schnüren und Adern das Gestein durchzieht, sonst in blättriger Gestalt (Antigorit), wonach man Faserserpen-

tine und Antigoritserpentine unterscheidet. In andern Fällen ist sie so kryptokrystallin entwickelt, dass sie wie amorph aussieht (Gallertserpentin am Allalin, Wallis und sonst). Die Trennung von Serpentin und Chlorit hat auch mikroskopisch oft grosse Schwierigkeiten. — Die Granate der Serpentine gehören in den weitaus meisten Fällen zum Pyrop (Analyse a, b, c), der oft eine Schale von Kelyphit (Analyse b′) besitzt, die aus divergentstrahlig geordneten und sich oft gegenseitig durchdringenden, kolbenschlauch- und faserförmigen Mineralien der Pyroxen- und Amphibolfamilie mit Pleonast und wohl auch aus nicht sicher bestimmbaren andern Mineralien besteht. Diese verwittern äusserlich zu einem Chloritmineral (Analyse b″), welches bei Krems einen Kern (b‴) eines erdigen braunen Hydrosilikats umschliesst. Meistens liefert die Verwitterung durch und durch Chlorit (Analyse c und c′). Sehr selten wird der Granat von Anorthit umsäumt, der sonst dem Gestein vollständig fehlt. — Sehr auffallend ist in dem Serpentin von Dobschütz in Ungarn ein Kalkeisengranat (Analyse d) mit hohem Gehalt an TiO_2. — Chromgranat kommt anscheinend nicht in Serpentin, sondern nur auf Klüften (Ural) und auf accessorischen Bestandmassen von derbem Chromeisenstein vor. — Bemerkenswerth ist ein nicht unbeträchtlicher Gehalt an Chloritoid in Serpentinen des Allalingebiets im Wallis, die auch einen beryllerdehaltigen Humit in ziemlicher Verbreitung führen. Die an einem stark mit Strahlstein und etwas mit Magnetit verunreinigten Material ausgeführte Analyse desselben ergab $SiO_2 = 36{,}14$, $FeO = 5{,}44$, $BeO = 1{,}01$, $MnO = 0{,}72$, $MgO = 48{,}60$, $CaO = 0{,}10$, $Na_2O = 0{,}34$, $H_2O = 3{,}18$, Unlöslich $= 4{,}89$, Sa. $= 100{,}42$. Fluor ist in diesem Beryllhumit durch OH vertreten.

Die chemische Zusammensetzung der Serpentine (Analyse 1—7) nähert sich mehr oder weniger der Normalformel; je nach der Menge der unveränderten Muttergesteinsgemengtheile wechselt der Wassergehalt und das Volumgewicht, sowie der Gehalt an CaO; charakteristisch ist ein wohl nie fehlender, wenn auch nicht immer bestimmter kleiner Gehalt an Cr_2O_3. Die Serpentine widerstehen sehr kräftig der atmosphärischen Verwitterung, welche nach und nach zu einem Gemenge von Kieselsäure (Opal) und Carbonaten führen würde (Analyse 8).

Die weitaus meisten Serpentine sind aus Olivingesteinen hervorgegangen, daneben finden sich Hornblendegesteine und Pyroxengesteine als Muttersubstanzen, wie aus den Legenden zu den Analysen ersichtlich. Das erklärt das Zusammenauftreten der Serpentine mit verschiedenen Peridotiten, Pyroxeniten, Strahlstein- und Hornblendeschiefern und Eklogiten, in welche alle sie übergehen. Der hohe Wassergehalt des Serpentins lässt vermuthen, dass die Serpentinisirung erst nach der Einwirkung gebirgsbildender Vorgänge sich vollzogen habe. — Die hier aufgeführten Serpentine werden mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit zu den Orthoserpentinen zu rechnen sein.

Die Structur der Serpentine ist im Grossen bald massig, bald geschiefert (Serpentinschiefer), und es ist zu betonen, dass die Blätter-

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	a.	b.	b′.	b″.	b‴.	c.	c′.	d.
SiO_2 . . .	41,13	41,13	36,94	41,63	43,65	40,09	40,55	80,10	42,08	40,45	40,41	37,03	33,18	39,62	33,19	35,82
Al_2O_3 . .	0,84	1,05	1,35	1,46	2,21	2,23	2,70	0,30	30,00	19,67	13,35	17,94	19,09	20,72	15,29	5,41
Cr_2O_3 . .	Sp.	Sp.	—	1,20	—	—	—	Sp.	3,01	2,60	1,75	Sp.	Sp.	2,24	—	—
Fe_2O_3 . .	3,86	3,44	6,87	3,85	9,84	2,82	10,40	Sp.	1,51	4,05	2,47	12,41	15,43	10,96	6,04	22,97
FeO . . .	2,77	6,43	3,96	4,67	2,04	5,29	—	2,74	9,09	6,90	7,02			—	—	
MnO . .	Sp.	—	—	Sp.	—	1,02	—	—	0,32	—	0,31	—	—	—	—	—
MgO . .	41,88	36,67	36,02	33,97	31,59	35,14	33,59	3,39	10,20	20,79	27,40	18,82	20,95	21,24	33,13	1,71
CaO . . .	Sp.	0,64	1,39	3,57	5,07	0,98	4,40	3,08	1,99	5,78	5,05	Sp.	Sp.	4,40	—	29,50
H_2O . . .	10,88	10,48	13,09	9,02	5,80	12,33	9,32	6,09	—	—	2,21	13,21	12,53	0,82	12,64	—
Sa. . . .	101,36	99,84	99,62	100,23	100,20	100,52	100,96	100,94	98,20	100,24	99,97	99,41	101,18	100,00	100,29	100,36
Sp. G. . .	—	2,91	—	—	—	—	—	—	3,70-3,72	3,66	3,064	2,61	—	—	—	—

1. Serpentin, aus Dunit entstanden, mit etwas Granat. Le Bonhomme. Vogesen. (Spur Alkalien.)
2. „ aus Olivin-Hornblendegestein entstanden, mit Strahlstein und etwas Talk. Gumberg. N. Frankenstein. Schlesien.
3. „ aus Hornblendeschiefer (cf. Analyse 5, S. 526) entstanden. Rauhenthal bei Eckkirch unfern Markirch. Vogesen. (Mit Chlorit.)
4. „ aus Olivin-Grammatitgestein entstanden Kühstein bei Erbendorf. Bayrischer Wald. (Mit 0,86 CO_2.)
5. „ aus Granat-Diopsidgestein entstanden. Breitenberg bei Waldheim. Sachsen.
6. „ aus Diallag entstanden; mit Nephritschnüren und 0,62 % Picotit. Steinberge bei Jordansmühl. Schlesien.
7. „ mit Chlorit gemengt, aus Pyroxengestein entstanden (?). Sprechenstein bei Sterzing. Tirol. (Serpentinschiefer.)
8. Mit Opal durchtränkter Serpentin von Meronitz in Böhmen. (Mit 5,24 % CO_2.) Die Pyroxene waren thunlichst entfernt.

a. Pyrop aus Serpentin. Meronitz. Böhmen.
b. „ „ „ Krems bei Budweis. Böhmen.
b′. Kelyphitrinde am Pyrop b. (H_2O ist Glühverlust.)
b″. Chloritisches Verwitterungsprodukt der Kelyphitrinde. (H_2O ist Glühverlust.)
b‴. Kern dieser chloritischen Verwitterungsrinde. (H_2O ist Glühverlust.)
c. Pyrop. Zöblitz.. Sachsen.
c′. Chloritisches Umwandlungsprodukt desselben. (H_2O ist Glühverlust.)
d. Kalkeisengranat aus Serpentin. Dobschau. Ungarn. (Mit 4,95 TiO_2.)

serpentine (Antigoritserpentine) fast ausschliesslich Serpentinschiefer sind. Bei dem Mangel des schiefrigen Gefüges pflegt Faserserpentin vorzuliegen. Mikroskopisch zeigen die Serpentine entweder eine unregelmässige Durchaderung mit sich unter wechselndem Winkel netzförmig kreuzenden Chrysolitschnüren in einem wirren fasrigschuppigen Aggregat von Serpentin (sogen. Maschenstructur), oder eine geradlinige Durchaderung mit denselben Schnüren in demselben Aggregat unter den Winkeln des Amphibolprismas (Gitter- oder Fensterstructur), oder endlich ein Aggregat wirr geordneter, auch wohl sich angenähert senkrecht kreuzender Schuppen- und Blätteraggregate (Antigoritstructur). Die erste Structur deutet auf Olivin, die zweite auf Hornblende als Muttermineral; die Antigoritstructur pflegte man als auf Pyroxen als Muttermineral verweisend anzusehen. Dass dieser letzte Schluss nicht allgemein zulässig sei, haben neuere Untersuchungen ergeben. — Kelyphitische Structuren stellen sich sehr oft in den Serpentinen ein, sobald sie Pyrop enthalten. — Scheinbar porphyrische Structur entsteht durch die Erhaltung unveränderter Reste der Gemengtheile der Muttergesteine.

Die Serpentine haben eine grosse Verbreitung als Lagergesteine im Gneiss der Vogesen, treten dagegen im Schwarzwald nur sparsam (Todtmoos, Schutterthal u. s. w.) auf. Mannichfache Serpentine besitzt das Granulitgebiet Sachsens, während das Erzgebirge ganz arm daran ist. Im schlesischen Gneiss liegen die Serpentine von Jordansmühl, die Vorkommnisse der Gegend von Frankenberg, der Baumgarten-Grochauer Berggruppe, des Eulengebirges. Ebenso liegen die fichtelgebirgischen Serpentine im Gneiss. In Böhmen sind die mit Amphiboliten associirten Serpentine der Gegend von Marienbad, und die im Granulit liegenden von Krems bei Budweis wohl bekannt. Dem Granulit und Glimmerschiefer sind eingelagert die Serpentine in Niederösterreich (Kampthal, Schiltern, Karlstätten u. s. w.). — Die Tiroler Serpentine (Matrei, Sterzing am Brenner, Pregratten u. a.) gehören z. Th. der Phyllitregion an. — Wallis, Graubünden und Piemont, die Riviera, Toscana und der Apennin sind serpentinreiche Gebiete, ebenso das mittlere Norwegen. — Die uralischen Serpentine der Gegend von Nishne-Tagilsk sind durch ihren Gehalt an Ged. Platin wichtig.

Die Gesteine der Kalkreihe.

§ 383. In den Gneissen und Glimmerschiefern sind Kalksteine in grobkrystalliner Ausbildung als körnige Kalke oder Marmor (S. 421) weit und bisweilen in grösster Ausdehnung, öfter in kleineren Lagen und Linsen, welche herabsinken bis zu Handgrösse und weniger, verbreitet. Die kleineren Lagen und Linsen treten gern schwarm-

artig nebeneinander in einem oder mehreren Horizonten auf. Durch hier spärliche, dort massenhaftere Entwicklung von Silikaten, je nach der Menge der im ursprünglichen Kalkstein vorhandenen thonigen, kieseligen und anderen Beimengungen entwickeln sich Gemenge von Carbonaten und Silikaten, wie sie S. 422 aufgeführt wurden, bis schliesslich das Carbonat ganz durch Silikate ersetzt wird. So entstehen reine Silikatgesteine von sehr wechselnder mineralischer Zusammensetzung, denen nur ein hoher Kalkgehalt und das gelegentliche Vorkommen von Carbonaten oder von Höhlungen, die durch Auswitterung dieser sich bildeten, gemein ist. Die Auffassung solcher Silikatgesteine als Derivate von kieseligen und mergeligen Kalken und Mergeln wird als richtig erwiesen durch die Kalksilikathornfelse im Tiefengesteinscontact und dadurch, dass dieselben in kleineren und grösseren Massen auch mitten im körnigen Kalk oder als randliche Bildungen desselben erscheinen. Wir rechnen hierher die folgenden Typen:

a) Epidotfelse oder Epidosite von bald körniger, bald schiefriger Structur (Analyse 1—3); die wesentlich aus Epidot, oft mit nicht unbeträchtlichem Quarzgehalt und meistens mit etwas Granat, Vesuvian, Titanit, Hornblende u. s. w., bestehen. Einige Fundorte ergeben sich aus den Analysen. Die Verbindung mit dem körnigen Kalk wird hergestellt durch die Kalkpistazitschiefer im Glimmerschiefer und Phyllit des nordöstlichen Böhmens.

b) Granatfels (Analyse 4) von meistens körniger und oft poroser, selten schiefriger Structur besteht aus einem Aggregat von Granatkörnern, die alsbald Krystallform zeigen, wenn etwas Kalkspath vorhanden ist. Hornblende, Epidot, Eisenerze, Diopsid, Titanit, Quarz sind häufige, Muscovit und Biotit seltene Übergemengtheile. Chlorit und Serpentin entstehen durch Verwitterung der Pyroxene und Amphibole. Granatfels ist ein häufiger Begleiter des Epidotfels. Magneteisen und Eisenglanz reichern sich oft zu kleinen Lagern an. Im Gneiss und Glimmerschiefer des Erzgebirges ziemlich verbreitet, ebenso bei Collobrières im Departement du Var, Frankreich, und im Gneiss Portugals. Manche der in der Literatur genannten Vorkommnisse sind Contactgesteine, so dasjenige von der Hohen Waid bei Schriesheim im Odenwald, nördlich von Heidelberg. — Vielleicht gehören dahin auch die in der Zone der Pietre Verdi der Piemontesischen Alpen in Verbindung mit Serpentin und chloritischen Gesteinen auftretenden Granatfelse.

c) Erlanfels im Gneiss zwischen Grünstädtel und Crandorf im Erzgebirge ist ein zähes, lichtgrünlichgraues, splittrig brechendes Gestein, welches wesentlich aus farblosen Pyroxenkörnern und Stengeln mit Feldspath, etwas Vesuvian, Titanit, hellem und dunklem Glimmer,

auch gelegentlich Zoisit und Flussspath besteht (Analyse 5). Ähnliche, vorwiegend aus Pyroxen bestehende Gesteine kommen mehrorts im Gneiss und Glimmerschiefer des Erzgebirges vor und sind oft reich an sulfidischen Erzen. — Egeranführende Augitschiefer, die wesentlich aus Augit, Granat und Quarz mit etwas Egeran, Feldspath und Titanit bestehen, bilden kleine Linsen im Gneiss zwischen Hohendorf und Bäzendorf, Sect. Elster, Sachsen. — Der sogen. Egeranschiefer von Haslau bei Eger in Böhmen ist ein Kalksilikathornfels.

d) Malakolithfels ist ein dichtes bis mittelkörniges, weisses Gestein, welches wesentlich aus Malakolith mit etwas Quarz besteht und Bänke im Glimmerschiefer bei Rochlitz am Fusse des Riesengebirges bildet, der auch Lager von körnigem Kalk führt. In der Analyse 6 fällt der hohe Gehalt an MnO auf. Dasselbe Gestein tritt bei Tunaberg in gleicher Gesellschaft im Gneiss auf und aus dem Glimmerschiefer von Chester in Massachusetts wird grüner und gelber Augitfels beschrieben.

e) Skapolithfels bildet bei Canaan in Connecticut ein sehr mächtiges Lager zwischen Glimmerschiefer und dolomitischem körnigem Kalk. Es ist ein dichtes bis feinkörniges Aggregat von Skapolithkörnern (Analyse 7) mit etwas Tremolit und Augit. — Dasselbe

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO_2	38,5	43,90	62,60	41,09	53,16	55,03	53,37
Al_2O_3	25,1	17,76	12,30	9,75	14,03	—	10,38
Fe_2O_3	—	13,34	9,40	8,83	7,14	—	4,50
FeO	10,4	—		0,06	—	4,84	—
MnO	—	—	—	Sp.	0,64	3,16	—
MgO	Sp.	2,79	0,72	17,92	5,42	15,71	1,62
CaO	23,2	19,80	14,10	16,10	14,40	20,72	25,80
Na_2O	— }	0,41	0,43	—	2,61	—	—
K_2O	— }		—	—	—	—	—
H_2O	2,6*	0,05*	0,16	6,25	0,60*	—	—
Sa.	99,8	98,05	99,71	100,00	98,00	99,46	99,67
Sp. G. . . .	3,40	—	3,04	—	3,0-3,1	—	3,07

* Glühverlust.

1. Epidotfels. Serra Mantiqueira. Minas Geraes. Brasilien. (Mit etwas Idokras und Eisenocker.) Aus Gneiss.
2. Epidosit. NW. Pochiakülla. Finland. In enger Verbindung mit Amphibolit.
3. „ Grand Matamme River. Canada. (61,33 % Epidot, 38,22 % Quarz.) In Verbindung mit chloritischen Schiefern.
4. Granatfels, derb, aschgrau, poros. Muttergestein der Grossulare, Wiluite u. s. w. Wilui-Fluss. Ostsibirien. Besteht wesentlich aus Granat und Serpentin.
5. Erlanfels. Erlahammer bei Schwarzenberg in Sachsen.
6. Malakolithfels. Rochlitz in Böhmen.
7. Skapolithfels. (Mit 4,00 CO_2.) Canaan. Connecticut. U. S. America.

Gestein mit mehr grünem Augit, nebst Titanit, Vesuvian, Oligoklas, Rutil, Epidot, Apatit und Eisensulfiden wird von St. Nazaire, Frankreich beschrieben.

f) Wollastonitfelse mit sehr wechselndem Mineralbestand neben dem Hauptgemengtheil (Diopsid, Vesuvian, Pargasit, Diopsid, Cordierit, Feldspath, Titanit, Skapolith, Calcit u. s. w.) kommen im Gneiss des Schwarzwaldes am Bellenwald gegenüber Gengenbach und unfern Hammereisenbach, Blatt Neustadt, in der Bretagne u. a. O. vor.

Die Zahl derartiger Gesteine, welche alle bei den Kalksilikathornfelsen beobachteten Mineralcombinationen getreu wiederholen, liesse sich um ein Beträchtliches vermehren.

Dass viele Amphibolite, Amphibolfelse, Strahlsteinschiefer und Omphacitgesteine in diese Kalkreihe hinein gehören, wurde oben dargethan und wird durch ihr Auftreten als Linsen in körnigem Kalk zum Überfluss erwiesen.

Die Gesteine der Magnesiareihe.

§ 384. Ebenso wie körnige Kalke, nur in geringerer Verbreitung, sind körnige Dolomite (S. 426) und derber Magnesit in den Gneissen und Glimmerschiefern lagerartig bekannt und ebenso sind in diesen Mg-Silikate oft in grosser Menge einsprenglingsartig ausgeschieden. Dadurch entstehen auch hier mannichfache Gesteinstypen, die aus einem Gemenge von Magnesiacarbonaten und Magnesiasilikaten bestehen, bis daraus durch vollständige Verdrängung des Carbonats reine Gemenge von herrschenden Magnesiasilikaten hervorgehen. Dass mit den Magnesiasilikaten auch in wechselnder Menge Eisen- und Kalksilikate verbunden sind, ist selbstverständlich. Die Gesammtheit dieser Gesteine ist hier als Magnesiareihe zusammengefasst. Dass es mancherlei Übergänge und Zwischenglieder zwischen der Kalkreihe und der Magnesiareihe gebe, ist ebenso natürlich, wie die Zwischenglieder zwischen Kalksteinen und Dolomiten, gewöhnlichen und dolomitischen Mergeln. Die wichtigsten Glieder dieser bunten Reihe sind:

a) Topfsteine (Lavezstein, Giltstein) sind weisslichgraue, grünlichgraue bis schmutziggrüne, dichte, verworren schuppige, auch schuppig fasrige Gemenge von Magnesiasilikaten und Carbonaten. Nach den vorhandenen Angaben würde bald Chlorit, bald Talk das herrschende Silikat sein. Serpentin und fasriger Tremolit sind oft reichlich vorhanden. Die Carbonate können vollständig fehlen nach der Analyse 4 und sind in sehr wechselnder Menge vorhanden. Das Gestein ist milde und lässt sich mit dem Messer schneiden und auf der Drehbank formen. Heller und dunkler Glimmer, Magnetit, Apatit, Pyrit sind häufige Übergemengtheile. Selten wird die Structur schiefrig.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	36,57	35,90	38,53	51,86	38,09
Al_2O_3	1,75	0,89	3,55	2,21	8,45
Fe_2O_3	5,85	11,30	8,20	4,38	5,56 (FeO)
MgO	35,39	24,14	31,45	28,81	31,92
CaO	1,44	0,67	4,02	3,05	—
Na_2O	—	1,09	—	—	—
K_2O	—	0,23	—	—	—
CO_2	14,03	—	10,00	—	2,17
$CaCO_3$	—	2,30	—	—	—
$MgCO_3$	—	17,85	—	—	—
$FeCO_3$	—	1,20	—	—	—
H_2O	4,97	6,10	4,25	8,69	13,00
Sa.	100,00	101,90	100,00	99,35	100,20

1. Topfstein. Chiavenna.
2. „ N. von Pontresina. (Mit 0,23 Cr_2O_3, Spur MnO.)
3. „ Kvikne. Norwegen.
4. „ Furumoänger. Kirchspiel Torp. Wenersborg. Schweden. (Mit 0,35 $CoO + NiO$.)
5. Serpentin. Kultsjön. Norrland. Schweden. (Mit 0,41 Cr_3O_3)

	a.	b.	c.	d.	e.	f.	g.
SiO_2	55,46	12,95	55,04	46,79	30,90	0,23	29,34
Al_2O_3	2,03	64,44	3,35	15,36	46,79	70,05	1,21
Cr_2O_3	—	—	—	0,69	—	—	—
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	MnO 8,39
FeO	8,42	1,66	5,71	2,38	2,02	9,86	54,71
MgO	34,48	19,83	33,98	20,17	19,46	21,25	3,04
CaO	—	—	—	13,11	—	—	3,07
H_2O	—	0,34*	1,78*	2,13*	1,30*	—	—
Sa.	100,89	99,22	99,86	100,63	100,47	101,39	99,76
Sp. G.	—	3,46	3,21	3,06	3,23	—	—

* Glühverlust.

a. Bronzit aus Sagvandit.
b, Sapphirin. Fiskernäs. Grönland.
c. Gedrit. „ „
d. Hornblende. „ „
e. Kornerupin. „ „ (Vergl. Prismatin S. 506.)
f. Pleonast. „ „
g. Olivinmineral des Eulysit.. Tunaberg. Schweden.

Topfstein tritt in Verbindung mit Serpentinen und chloritischen Gesteinen ziemlich verbreitet in den Alpen (Chiavenna, Dissentis, Pontresina, Val Malenco u. s. w.), in den Sudeten (Zöptau), mehrfach in Schweden, in der Gegend von Drontheim in Norwegen, in Finnland, in Massachusetts (Boston) und Canada (Potton) in höheren Niveaus der krystallinen Schiefer, seltener im Gneiss (zwischen Frederikshaab und Godthaab in Grönland) auf.

b) **Listwänit** (G. ROSE) ist ein im Ural sehr verbreitetes,

gelegentlich mit Magnesit verbundenes Gemenge von Talk mit Mg-reichen Carbonaten, welchem Quarz bald mehr oder weniger reichlich beigemengt ist oder auch ganz fehlt. Die Structur ist bald schiefrig, bald richtungslos körnig. Das Carbonat hat wechselnde Zusammensetzung, so ist es in der Gegend von Berjosowsk $Ca_5Mg_4Fe(CO_3)^{10}$, also dolomitisch, bei Nishne-Tagilsk ein Mg-Fe-Carbonat mit nur 7,5 % $CaCO_3$. Magnetit, an andern Orten Chromit, ist in kleinen Mengen eingewachsen. Der Listwänit ist auch aus dem Staate Minas Geraes in Brasilien bekannt. — Dasselbe Gestein wird aus dem Gneiss der Provinz Galicien in Spanien aus der Umgebung des Dorfes Moeche unter dem Namen Duelo beschrieben. Das Carbonat desselben ist kalkfrei. Der Listwänit gehört höheren Niveaus des krystallinen Schiefergebirges an.

Verwandt mit diesen Gesteinen ist vielleicht das durch seine Pseudomorphosen von Speckstein nach Quarz bekannte Specksteinlager von Göpfersgrün im Fichtelgebirge, welches aus Dolomit hervorgegangen ist.

c) Sagvandit (K. Pettersen) ist ein mittel- bis feinkörniges, richtungslos körniges Gemenge von gelblichgrauem Bronzit mit graulichweissem Breunnerit = $Mg_9Fe(CO_3)^{10}$ und nicht alzu spärlichen Chromitkörnchen. Einzelne Blättchen von farblosem Glimmer kommen vor. Das Gestein findet sich zwischen den Seen Tagvand und Sagvand südlich des Balsfjord im Bezirk von Tromsö in Norwegen in krystallinen Schiefern. — Aus der Structur des Talks in gewissen Listwäniten kann man schliessen, dass ihr Talk aus Bronzit hervorging.

d) Sapphiringesteine sind mittelkörnige und richtungslose Gemenge von blauem Sapphirin mit Hornblende, Gedrit und bräunlichem Glimmer, denen in sehr kleinen Mengen auch Cordierit, Anorthit und Kornerupin beigemengt sind. In einem andern Typus ist statt der Hornblende-Mineralien Bronzit vorhanden und neben diesem Pleonast und etwas bräunlicher Glimmer. Eine Bauschanalyse dieser Gesteine ist nicht vorhanden; die Betrachtung der Analysen der einzelnen Gemengtheile sub b—f, wobei zu berücksichtigen ist, dass Sapphirin und Amphibole bezw. Bronzit die eigentliche Masse der Gesteine bilden, giebt eine Vorstellung von deren Reichthum an MgO. — Die Sapphiringesteine bilden linsenförmige Einlagerungen in Gneiss, der in Glimmerschiefer übergeht, bei Fiskernäs im südwestlichen Grönland.

Dass auch unter den Hornblendeschiefern und Serpentinen Gesteine vorhanden seien, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit oder mit Sicherheit nicht von Eruptivgesteinen ableitbar seien, wurde oben erwähnt. Aus dem schwedischen Norrland beschreiben als dem Glimmer-

schiefer eingelagert SVENONIUS und EICHSTÄDT Olivinschiefer und Serpentine. Manche dieser sind nach letzterem carbonathaltig (Analyse 5) und weichen auch durch hohen Thonerdegehalt von den normalen Serpentinen ab. — Der durch seine Kiese (Löllingit, Arsenkies u. s. w.) bekannte Serpentin von Reichenstein in Schlesien liegt im Glimmerschiefer und wird begleitet von dolomitischen Kalken und Gemengen von Diopsid und Tremolit. — Unsicher ist auch der oben S. 172 angeführte Eulysit im Gneiss von Tunaberg in Schweden, welcher mit Serpentin-, Chlorit-, Chondrodit- und Spinell-führendem körnigem Kalk und Malakolithfels zusammen auftritt und dessen Olivin (Analyse g) ebenfalls chemisch stark abweicht von den Olivinen der Eruptivgesteine und sich in die Nähe des Knebelits stellt.

Die Gesteine der Eisenreihe.

§ 385. Der Magneteisenstein ist ein körniges bis dichtes, auch schiefriges Aggregat von Magnetitkörnern, welches in wechselnder Menge mit Übergemengtheilen beladen ist, unter denen Eisenglanz ziemlich allgemein, theils als ursprüngliche Bildung, theils als Martit (Pseudomorphose von Fe_2O_3 nach Fe_3O_4) verbreitet ist. Die Übergemengtheile wechseln je nach dem Ursprung und der Vergesellschaftung des Magneteisensteins. Bei den Tiefengesteinen wurde Magneteisenstein in mehreren Familien (Elaeolithsyenite, Gabbro) als ein basisches Spaltungsproduct dieser erwähnt; er führt alsdann in oft beträchtlicher Menge einen oder mehrere der normalen Hauptgemengtheile und der charakteristischen Übergemengtheile, wie Nephelin, Hauyn, Titanaugit u. s. w., wo er mit Elaeolithsyenit, basischen Plagioklas, Olivin, Pyroxen, wo er mit Gabbrogesteinen genetisch zusammenhängt. — Andere Magneteisensteine werden im Contact mit

	1.	2.
SiO_2	12,35	1,16
TiO_2	0,12	fehlt
Al_2O_3	0,10	1,81
Fe_2O_3	58,68	69,08
FeO	21,34	27,10
MnO	1,22	0,33
MgO	4,08	0,25
CaO	1,91	0,53
H_2O	0,19	—
P_2O_5	0,25	0,06
Sa.	100,24	100,32

1. Schiefriger Magneteisenstein mit Aktinolith. Minnesota. U. S. A. (Spur Na_2O.)
2. Magneteisenstein; aus der Nähe des vorigen.

Tiefengesteinen aus Limonit, Hämatit und anderen Eisenerzen entwickelt und enthalten gelegentlich noch fossile Reste des normalen Sediments. — Die zu den krystallinen Schiefergesteinen gehörigen Magneteisensteine finden sich gern in Begleitung von körnigen Kalken und Dolomiten, wie der Spatheisenstein, aus dem sie hervorgegangen sein dürften, in Gesellschaft mit Kalksteinen und Dolomiten erscheint (S. 431). Diese Magneteisensteine führen denn auch die für die genannten Carbonate charakteristischen Übergemengtheile in oft beträchtlicher Menge, darunter Granat, Vesuvian, Epidot, Kokkolith und Malakolith, sowie Hornblende (Strahlstein, Grunerit) am häufigsten. Auch mit Kalkspath und verwandten Carbonaten sind sie gelegentlich durchwachsen. Quarz ist nicht eben häufig darin zu finden.

Der Magneteisenstein tritt schichten- und lagerartig oder in dicken Linsen im Gneiss und Glimmerschiefer auf. Im Erzgebirge gehören hierher die Vorkommnisse von Boden und Gross-Pöhla, in Verbindung mit Kalkstein, von Ehrenfriedersdorf, Schönbrunn und Rittersgrün. In Schlesien bei Schmiedeberg wird das mit Calcit, Tremolit, Granat und Chlorit durchwachsene Magneteisengestein von Granatfels und Kalkstein überlagert. — Die berühmten Vorkommnisse von Arendal, ebenfalls mit Calcit und den Mineralien der Kalkreihe durchwachsen, liegen im Gneiss; bei Dannemora sind sie mit Hälleflinta, Kalkstein und Chloritschiefer verknüpft. — Bei Collobrières, Var, liegt Almandin- und Grunerit-führender Magneteisenstein im Glimmerschiefer und steht in naher Beziehung zu dem S. 545 erwähnten Eulysit-ähnlichem Granatfels. — Die grossen uralischen Magneteisensteinmassen des Katschkanar bei Nishne-Turinsk, des Blagodat bei Kuschwinsk, der Wissókoja-Gorá bei Nishne-Tagilsk hängen mit basischen Eruptivgesteinen zusammen.

Smirgel.

§ 386. Der Smirgel ist ein richtungslos körniges, oft auch schiefriges und plattiges Gestein von schwarzer bis schwärzlichgrauer oder dunkelblaugrauer Farbe, welches wesentlich aus einem feinkörnigen bis dichten Aggregat unregelmässig eckiger Korundkörnchen besteht, denen in wechselnder Menge, oft sehr reichlich Magnetit oder Eisenglanz beigemengt ist. Der Habitus und das hohe Volumgewicht, schwankend zwischen 3,7 und 4,3 je nach dem Gehalt an Magnetit oder Hämatit, erinnert an Eisenerze, die Härte und Unlöslichkeit in Säure unterscheidet ihn. Eine schiefrige Structur wird durch die lagenweise vertheilten Eisenerze bewirkt; scheinbar porphyrische Structur entsteht bisweilen durch einzelne grössere und mehr oder weniger idiomorphe Korundkrystalle.

An Übergemengtheilen ist der Smirgel reich, doch gewinnen diese kaum je grössere Bedeutung. Mit blossem Auge erkennbar ist der sehr verbreitete Margarit in weissen glänzenden Blättchen, seltener der Chloritoid in dunkelgraugrünen Scheibchen. Nur mikroskopisch erkennbar sind Pleonast oder Hercynit, Rutil in rundlichen und eiförmigen Körnern oder in prismatischen Krystallen und Zwillingen, Turmalin in Körnern, ebenso der sehr seltene Staurolith, Vesuvian, Disthen und Diaspor. Muscovit geht secundär aus Korund hervor. Biotit und Pyrit kommen gelegentlich vor, sowie eine grosse Anzahl anderer Mineralien.

	1.	2.	3.	a.
SiO_2	2,41	5,64	5,45	4,61
TiO_2	—	nicht bestimmt		—
Bo_2O_3	—	1,15	0,88	—
Al_2O_3	69,46	57,67	56,52	49,97
Fe_2O_3	19,08	33,36	34,65	19,87
MgO	—	0,83	0,43	—
CaO	2,81	0,43	0,90	0,58
Na_2O	—	nicht best.	0,60	—
K_2O	—	0,31	0,40	—
H_2O	5,47	0,70	0,42	24,54
CO_2	—	—	nicht best.	—
Sa.	99,23	100,09	100,25	99,57

1. Smirgel. Naxos.
2. „ Kremnó. Naxos.
3. „ Renidi. Naxos.

a. Beauxit. Garbenteich bei Giessen.

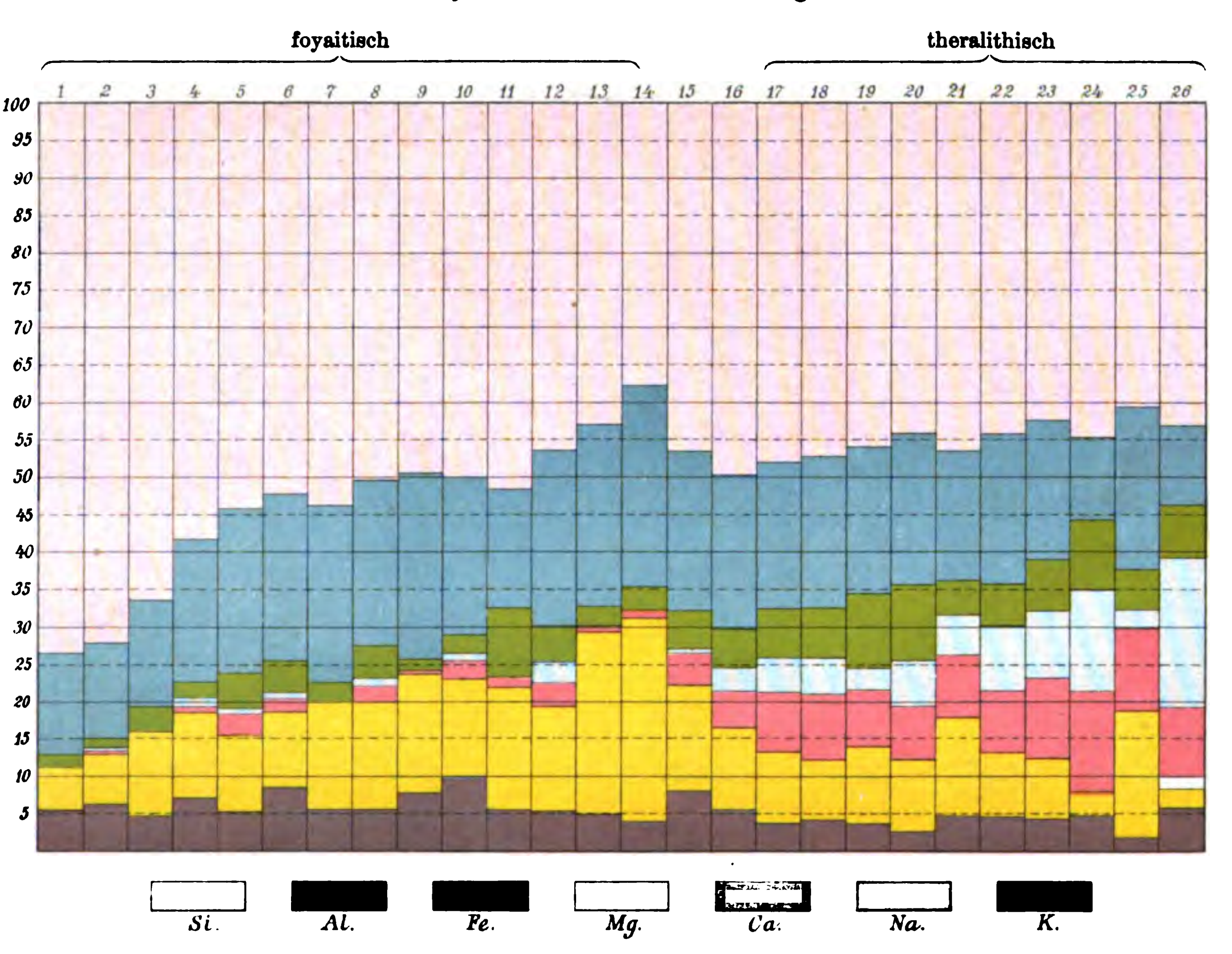
Die chemische Zusammensetzung des Smirgels von Naxos geben die Analysen 1—3; der Vergleich mit der von S. 319 wiederholten Analyse des Beauxits (a) zeigt, besonders auf wasserfreie Substanz berechnet, unverkennbar, welches das ursprüngliche Material der Smirgellager war.

Der Smirgel bildet Lager in höheren Abtheilungen der krystallinen Schiefer, so bei Bockau unfern Schwarzenberg im Erzgebirge im Phyllit. Die altberühmten Lager der Insel Naxos treten in Gesellschaft von körnigem Kalk im Glimmerschiefer auf, ähnlich auf Samos und in Kleinasien. Die Smirgellager von Chester in Massachusetts sind mit Talk- und Chloritschiefer, sowie mit Hornblendeschiefer vergesellschaftet.

Register.

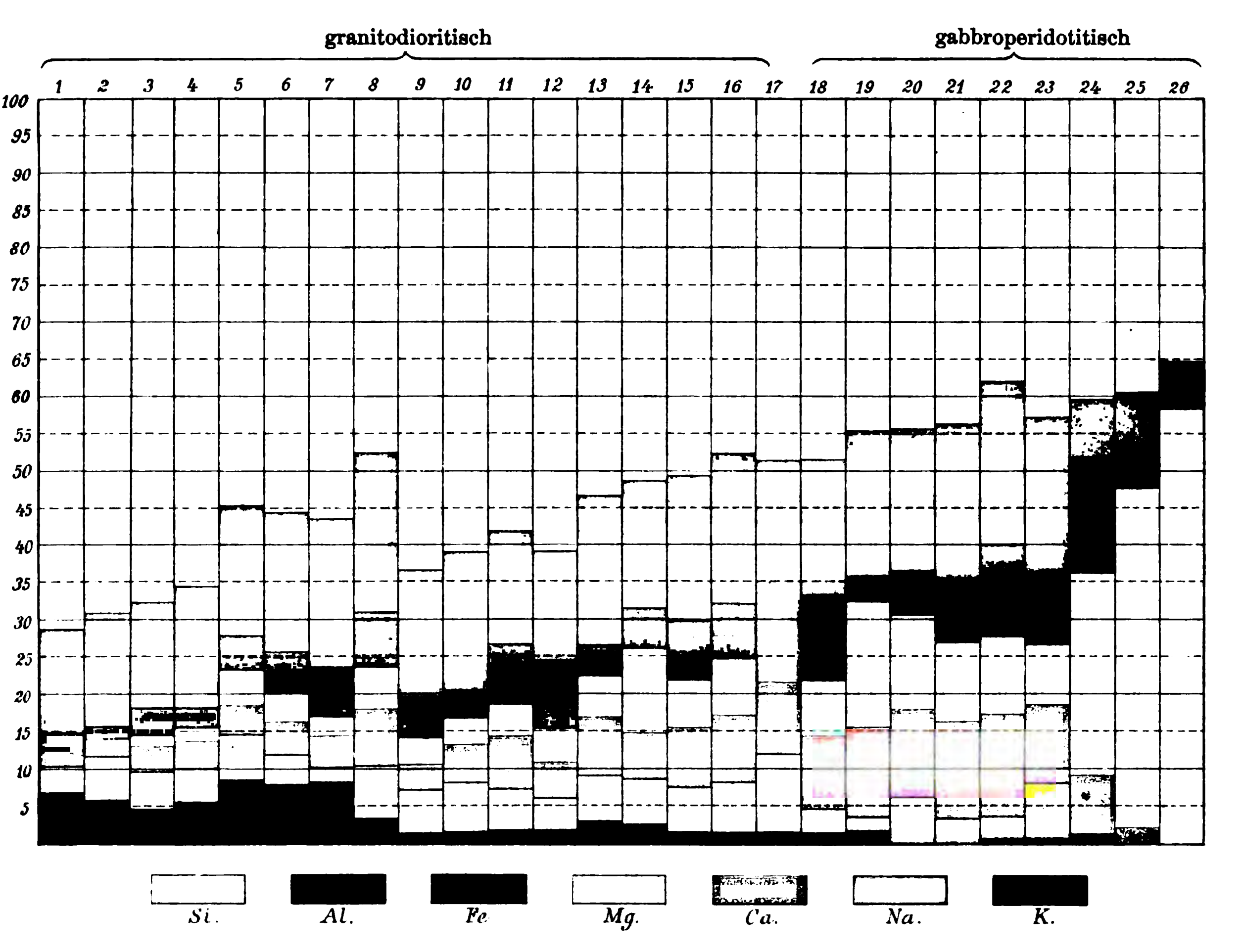
Universitäts-Buchdruckerei von Carl Georgi in Bonn.

Graphische Darstellung der Metallatome nach Procenten in der Reihe der foyaitisch-theralithischen Magmen.



Eckstein & Stähle, Lith. Kunst. Anst. Stuttgart

Graphische Darstellung der Metallatome nach Procenten in der Reihe der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen Magmen.



Lekstein & Stähle, Lith. Kunst Anst., Stuttgart.

